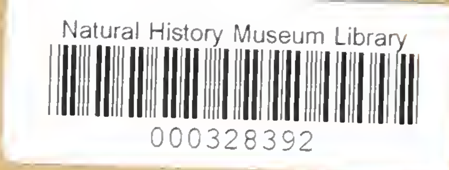



Natural History Museum Library
000328392





ABHANDLUNGEN

DER

GROSSHERZOGLICH HESSISCHEN

GEOLOGISCHEN LANDESANSTALT

ZU DARMSTADT.

Band II. Heft 4.



DARMSTADT.

IN COMMISSION BEI A. BERGSTRÄSSER.

1895.

BEITRÄGE ZUR KENNTNISS

DES

KRYSTALLINEN GRUNDGEBIRGES

IM

SPESSART

MIT BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DER GENETISCHEN VERHÄLTNISSE.

VON

G. KLEMM.

MIT 6 TAFELN IN LICHTDRUCK.

DARMSTADT.

IN COMMISSION BEI A. BERGSTRÄSSER.

1895.



Das krystalline Grundgebirge, welches im Spessart, oder, genauer gesagt, in dem gewöhnlich als „Vorspessart“ bezeichneten Theile dieses Gebirges zu Tage tritt, hat von jeher durch die Manichfaltigkeit seiner Gesteine und der in diesen vorkommenden Mineralien die Aufmerksamkeit der Geologen und Mineralogen auf sich gezogen. Unter den älteren Arbeiten über dasselbe ist am wichtigsten die im Jahre 1840 erschienene „Geognostische Skizze der nächsten Umgegend Aschaffenburgs“ von M. B. Kittel, während in neuerer Zeit namentlich Bücking, Thürach, Chelius und Goller Untersuchungen über den ganzen Spessart oder einzelne Theile desselben ausführten.

H. Bücking nahm in den Jahren 1873 bis 1876 die Preussischen Theile des Spessarts im Maassstabe 1:25000 auf und beging während dieser Zeit und in den darauf folgenden Jahren zugleich auch das Bayerische Gebiet. Die Resultate seiner Untersuchungen veröffentlichte er in einem Aufsatze: „Das Grundgebirge des Spessarts“[1]; später erweiterte und berichtigte er denselben in seiner Abhandlung: „Der nordwestliche Spessart“,[2] in welcher das krystalline Grundgebirge auf S. 19—121 ausführlich behandelt wird. Diese Arbeit enthält auch eine Uebersicht über die Litteratur jenes Gebietes. Kurz vorher waren die Blätter Langenselbold, Bieber, Lohrhaupten und Gelnhausen der geologischen Specialkarte von Preussen erschienen (Lieferung 49), welche den Preussischen Antheil des Spessarts nebst den unmittelbar angrenzenden Bayerischen Gebietstheilen darstellen.

In den Jahren 1887 bis 1888 beschäftigte sich C. Chelius mit den Kersantitgängen des südlichen Vorspessarts und verglich die Gliederung des Grundgebirges, in dem sie aufsetzen, mit derjenigen des Odenwaldes.[3]) Fast zu gleicher Zeit hatte E. Goller sich denselben Kersantitgängen zugewandt

---

[1]) Jahrb. d. Kgl. Preuss. geolog. Landesanstalt für das Jahr 1889. Berlin 1892. S. 28—98.
[2]) Abhandlungen d. Kgl. Preuss. geologischen Landesanstalt. Neue Folge. Heft 12.
[3]) Die lamprophyrischen etc. Ganggesteine im Grundgebirge d. Spessarts. N. Jahrb. f. Mineralogie etc. 1888. Bd. II. S. 67 ff. Notizen aus d. Aufnahmegebieten d. Sommers 1888. Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde z. Darmst. 1888. S. 38.

und unter Bücking's Leitung das Gebiet derselben aufgenommen und bearbeitet.[1])

H. Thürach, der 1879—1883 auf Sandbergers Veranlassung den Vorspessart untersucht und diese Arbeiten während des Jahres 1884 im Auftrage der Kgl. Bayerischen geognostischen Landesanstalt fortgesetzt hatte, gab zuerst in seiner Inauguraldissertation[2]) einige Notizen über die krystallinen Gesteine des Spessarts, sodann[3]) im „Führer durch den Spessart“ eine kurze Uebersicht ihrer Lagerungsverhältnisse und der in ihnen auftretenden Mineralien und veröffentlichte im Herbst 1893 eine sehr ausführliche Arbeit: „Ueber die Gliederung des Urgebirges im Spessart“.[4])

Zu erwähnen ist auch noch die „Geologische Skizze des Bayerischen Spessarts“, welche Gümbel lieferte[5]), sowie seine Ausführungen über denselben Gegenstand in seiner „Geologie von Bayern“.[6])

Eine Uebersicht der Mineralvorkommen des Spessarts hat Sandberger gegeben.[7])

Der Verfasser der vorliegenden Arbeit war in den Jahren 1892 und 1893 mit der Aufnahme der Blätter Babenhausen und Schaafheim-Aschaffenburg der geologischen Specialkarte des Grossherzogthums Hessen im Maassstabe 1 : 25 000 beschäftigt. Auf letzterem Blatte treten in der Nordostecke bei Aschaffenburg noch die Ausläufer des krystallinen Grundgebirges im Spessart, in der Südwestecke aber und in den angrenzenden Theilen des Blattes Babenhausen diejenigen des Odenwaldes zu Tage. Da zu erwarten stand, dass durch die genauere Kenntniss des Grundgebirges im Spessart auch auf die Lagerungsverhältnisse der krystallinen Gesteine des Odenwaldes manches Licht geworfen werden würde, führte der Verfasser eine Anzahl von Excursionen in die weitere Umgebung von Aschaffenburg aus, zum Studium der Verbandsverhältnisse der Glieder des Spessarter Grundgebirges. Aus Mangel an Zeit war es ihm aber nicht möglich, den ganzen Vorspessart gleichmässig zu begehen, sondern genauer nur die südlich von der Kahl gelegenen Theile des-

---

[1]) Die Lamprophyrgänge d. südl. Vorspessart. N. Jahrb. f. Mineralogie. Beilagebd. VI. S. 485—569.

[2]) Ueber d. Vorkommen mikroskop. Zirkone u. Titan-Mineralien. Verhandlungen d. physik.-medicin. Ges. z. Würzbg. N. Flge. Bd. XVIII.

[3]) Schober, „Führer durch den Spessart etc.“ Aschaffenburg 1888. S. 17—26.

[4]) Geognostische Jahreshefte. Cassel 1893. Bd. V. S. 1—160.

[5]) Deutsche geographische Blätter. Bremen 1881. Bd. IV. S. 5 ff.

[6]) Bd. II. S. 606—629.

[7]) Geognostische Jahreshefte. Bd. IV. S. 1—34.

selben. Hierbei war ihm die schöne Bücking'sche Uebersichtskarte im Maassstabe von 1 : 100 000, welche der Abhandlung: „Der nordwestliche Spessart" beigegeben ist, von grösstem Nutzen, und er fühlt sich gedrungen, auch an dieser Stelle Herrn Bücking für die freundliche Zusendung jener Abhandlung und Karte bestens zu danken. Auch von der im Herbst 1893 veröffentlichten Arbeit Thürach's konnte der Verfasser noch manchen Nutzen ziehen, da dieselbe eine grosse Anzahl instructiver Profile in detaillirter Beschreibung und z. Th. auch Abbildung enthält. Leider aber ist die beigegebene Kartenskizze weniger wegen ihres kleinen Maassstabes (1 : 175 000), als wegen der Ausführung in verschiedenen Schraffuren und lediglich in Schwarzdruck im Felde nicht brauchbar, da sie fast keine Topographie erkennen lässt. Zweifellos wird deshalb noch auf lange hinaus, jedenfalls bis nach Erscheinen von Bayerischen Specialkarten, Bücking's oben erwähnte Karte die Grundlage aller Arbeiten über die krystallinen Gesteine des Spessarts bilden.

Während seiner Aufnahmen im Spessart, sowie im Sommer 1894 hatte der Verfasser auch die Gelegenheit, auf zahlreichen Excursionen mit Herrn C. Chelius die Gesteine des krystallinen Odenwaldes kennen zu lernen. Es ist ihm ein Bedürfniss, hier seinen Dank auszusprechen für die vielseitige Anregung und Aufklärung, welche er bei dieser Gelegenheit empfing.

Die „Gneisse" des Spessarts zeigen in fast allen Aufschlüssen so complicirte Structurverhältnisse und eine so vielfältige Wechsellagerung ganz verschiedenartiger Gesteinstypen, dass wohl jeder Beobachter derselben sich gedrängt fühlt, Gründe für diese auffälligen Erscheinungen zu suchen und sie genetisch zu erklären. Denn nur von diesem Standpunkte aus wird in der Art, welche H. Rosenbusch in seinem Aufsatze: „Zur Auffassung des Grundgebirges"[1]) andeutete, und wie dies vorher schon z. B. J. Lehmann[2]) unternahm, allmählich ein Verständniss der jetzt als „krystalline Schiefer" bezeichneten Gesteine zu gewinnen sein. Nur dadurch, dass man versucht, die Gruppe der Gneisse, in welcher jetzt noch, ebenso wie etwa vor Einführung des Mikroskops in der Gruppe der „Grünsteine", die heterogensten Gesteine vereinigt sind, weiter zu gliedern, die genetischen Beziehungen dieser einzelnen Glieder zu einander zu ermitteln und womöglich die ursprüngliche Natur jedes einzelnen zu ergründen, werden sich auch viele falsche oder unklare Vorstellungen über das Alter und die Lagerungsverhältnisse der „Gneisse" berichtigen lassen.

[1]) Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1889. II. S. 81.
[2]) Entstehung d. altkrystallinen Schiefergebirges. Bonn 1884

Die folgenden Ausführungen des Verfassers sollen Beiträge zur Kenntniss der genetischen Bezeichnungen der Spessartgneisse liefern. Es ist durchaus nicht seine Absicht, den ganzen krystallinen Spessart erschöpfend zu behandeln. Es soll vielmehr nur auf diejenigen Aufschlüsse Bezug genommen werden, welche Anhaltspunkte zur Beurtheilung der genetischen Fragen bieten, und es soll auch die Schilderung der mikroskopischen Beschaffenheit der einzelnen Gesteine nur nach dieser Hinsicht in Betracht gezogen werden, also es soll in der Hauptsache die Structur beschrieben werden, ohne alle Fragen nach dem Detail der mineralischen Zusammensetzung zu beantworten.

Obwohl der Verfasser gestehen muss, dass er den Vorspessart — mit Ausnahme der speciell kartirten nächsten Umgebung von Aschaffenburg — nicht so genau kennt, als Bücking und Thürach, glaubt er doch, den Beweis erbringen zu können, dass sich jenes Gebiet zusammensetzt aus einem System von Schiefergesteinen einerseits und granitischen, in jene injicirten Eruptivgesteinen anderseits, wie dies auch Bücking schon in seiner zweiten Abhandlung S. 20—22; S. 80; S. 110 angedeutet hat. Bei Thürach dagegen finden wir alle Spessartgesteine — mit Ausnahme weniger, untergeordneter Vorkommen — so besprochen, als wären sie sämmtlich echte, noch in ihrer ursprünglichen Verfassung befindliche Sedimente; er weist mehrfach den Gedanken an eine eruptive Entstehung gewisser Spessartgesteine weit zurück und spottet über Bücking's Anschauungen, ohne den Versuch zu machen, dieselben zu verbessern; zugleich übt er auch an Bücking's Angaben und an seiner Uebersichtskarte eine vielfach allzu kleinliche und unfreundliche Kritik.

Die Resultate der Specialaufnahmen und der Excursionen des Verfassers finden sich z. Th. schon in den Erläuterungen zu den oben genannten Blättern der Hessischen geologischen Specialkarte niedergelegt. Im Folgenden sollen diese Ausführungen erweitert werden, so dass zunächst eine Uebersicht der Lagerungsverhältnisse der Spessartgneisse unter Zugrundlegung der Bücking-schen Gliederung gegeben wird mit specieller Berücksichtigung der Verbandsverhältnisse der Glieder jeder einzelnen Stufe. Sodann soll die petrographische Beschaffenheit der Schiefergesteine und der Granite besprochen und zum Schluss die Resultate aus den gewonnenen Beobachtungen zusammengestellt werden.

I. Uebersicht der Lagerungsverhältnisse der einzelnen Gesteinszonen im Anschluss an die Gliederung von Bücking (und Thürach).

Das krystalline Grundgebirge des Spessarts baut sich auf aus einer Anzahl nordöstlich streichender und vorwiegend nordwestlich einfallender Gesteinszonen, welche einander anscheinend concordant überlagern. Die Gliederung dieses Complexes ist nach Bücking und Thürach folgende:

Bücking.	Thürach.
A. Aelterer Gneiss des Spessarts (Hercynische Gneissformation).	I. Abtheilung der südlichen Gneisse.
1) Granitgneiss und Dioritgneiss.	a) Stufe des Plagioklashornblendegneisses und der körnigen Gneisse (Bessenbacher Stufe.)
2) Körnig-streifiger Gneiss mit eingelagertem körnigem Kalk.	b) Stufe des körnig-streifigen Gneisses (Elterhöfer Stufe).
3) Körnig-flaseriger Gneiss (Hauptgneiss, Körnelgneiss).	II. Abtheilung der mittleren Gneisse.
	a) Stufe des zweiglimmerigen, glimmerreichen und quarzreichen Gneisses (Schweinheimer Stufe).
	b) Stufe des dunkelglimmerigen Körnelgneisses (Haibacher Stufe).
	c) Südliche oder untere Stufe des zweiglimmerigen Körnelgneisses (Goldbacher Stufe).
	d) Südliche oder untere Stufe des Staurolithgneisses (Glattbacher Stufe).
	e) Nördliche oder obere Stufe des zweiglimmerigen Körnelgneisses (Stockstadter Stufe).
B. Glimmerschieferformation des Spessarts. 4) Glimmerreicher, schieferiger Gneiss.	f. Mittlere oder Hauptstufe der Staurolithgneisse (Mömbriser Stufe).
	g) Stufe des ersten (unteren) Quarzitschieferzuges (Westerner Stufe).
	h) Nördliche oder obere Stufe des Staurolithgneisses (Dürrensteinbacher Stufe).

5) Quarzit- und Glimmerschiefer.

C. Jüngerer Gneiss des Spessarts.

6) Hornblendegneiss, wechsellagernd mit Biotitgneiss.

7) Feldspathreicher Biotitgneiss.

III. Abtheilung der Glimmerschiefer und Quarzitschiefer.

IV. Abtheilung der nördlichen Gneisse.

a) Stufe der hornblendereichen, schieferigen Gneisse (Alzenauer Stufe).

b) Stufe der nördlichen Körnelgneisse (Trageser Stufe).

In dieser Gliederung entspricht also:

Bückings Stufe A 1	Thürachs Stufe I a
„ „ A 2	„ „ I b
„ „ A 3	„ „ II a—II e
„ „ B 4	„ „ II f—II h
„ „ B 5	„ „ III
„ „ C 6	„ „ IV a
„ „ C 7	„ „ IV b.

Die Grenzen zwischen diesen einzelnen Stufen werden von beiden Autoren in fast völlig übereinstimmender Weise gezogen. Aber die Zusammenfassung derselben ist anders bei Thürach als bei Bücking. Und zwar ist die von letzterem Forscher gewählte Gruppirung entschieden vorzuziehen, wie dies die späteren Ausführungen ergeben werden. Denn er hat mit sicherem Blick den Gegensatz der vorwiegend aus Eruptivmassen bestehenden nördlichsten und südlichsten Gesteinszonen gegen die in ihrer Mitte liegenden geschlossenen Schiefermassen erkannt und demzufolge jene in den Abtheilungen A und C, diese in der Abtheilung B zusammengefasst, während Thürach's Gliederung diesen wichtigen Unterschied nicht hervortreten lässt und z. B. die mit den Staurolithschiefern in genetisch so engen Beziehungen stehenden Quarzitschiefer denselben als besondere Abtheilung entgegenstellt. Da ausserdem Bücking's Gliederung längere Zeit aufgestellt war, ehe Thürach ausführlichere Darlegungen seiner Untersuchungen gab — denn den Notizen in Schober's Spessartführer wird man doch wohl kaum grosses Gewicht beilegen dürfen —, so hätte es wirklich nicht der Aufstellung einer neuen Gliederung von Seiten Thürach's bedurft. Anderseits ist es als ein zweifelloser Mangel der Bücking-schen Gliederung und auch seiner Uebersichtskarte zu bezeichnen, dass in denselben die von Thürach aufgestellten Stufen II a und II b nicht unterschieden worden sind.

A. Aelterer Gneiss.

1. Dioritgneiss und Granitgneiss.

Die von Bücking als Dioritgneiss und Granitgneiss bezeichneten Gesteine entsprechen Thürach's Stufe des Plagioklashornblendegneisses und der körnigen Gneisse (Bessenbacher Stufe). Das Hauptgestein bildet in derselben der Dioritgneiss, während der Granitgneiss besonders in den liegendsten Theilen auftritt, stellenweise auch in der Mitte. An der Grenze gegen die nächst höhere Stufe geht der Dioritgneiss vielfach in Augengneiss über, welcher indess durchaus nicht auf diesen Rand beschränkt ist, sondern sich vielfach auch inmitten des normalen Dioritgneisses ausgebildet findet. Ausserdem treten noch feinkörnige, schieferige Gneisse auf, ferner saure, pegmatitische Ausscheidungen und Gänge dioritischer Lamprophyre. Letztere haben durch Chelius und Goller in den oben citirten Arbeiten ausführliche Beschreibung gefunden.

Der Dioritgneiss ist ein mittelkörniges, im Aufschluss betrachtet, dunkelgraues bis fast schwarzes Gestein, welches im Allgemeinen mit deutlicher Parallelstructur behaftet ist. Seine makroskopischen Gemengtheile sind Feldspath, Quarz, Hornblende, Biotit und Titanit. Die Structur ist bald gleichmässig-körnig, bald wird sie durch das Auftreten grösserer, leistenförmiger Feldspathkrystalle porphyrisch. Aus dieser Ausbildung gehen durch Anwachsen der Feldspatheinsprenglinge, welche bis über 3 cm lang werden, die Augengneisse hervor, meist unter allgemeiner Vergröberung des Gesteinskornes. Bisweilen vollzieht sich dieser Uebergang ziemlich schnell, so dass fast unvermittelt neben den gewöhnlichen, wenig porphyrischen Dioritgneissen plötzlich die an grossen Feldspäthen reichen Augengneisse auftreten, wie z. B. in Gailbach in dem Steinbruche hinter dem Wirthshaus zum grünen Baum, wo, aus einiger Entfernung gesehen, eine scharfe Grenze zwischen beiden Gesteinsformen zu liegen scheint. Meist findet aber ein allmählicher Uebergang statt. So trifft man z. B. in dem Kersantitbruch am Südwestabhange des Grauberges bei Schweinheim, der auf Gollers Karte mit Nr. X bezeichnet ist und in den benachbarten Klippen mitten im gewöhnlichen Dioritgneiss verschwommen begrenzte, an grossen Feldspäthen reiche Partien und bei genauer Betrachtung der Grenzen von Augen- und Dioritgneiss sieht man nirgendswo die Grundmasse beider Gesteinsarten scharf an einander absetzen. Es ist daher unzweifelhaft, dass, wie auch Bücking, Goller und Thürach annehmen, ersterer nur eine porphyrische Abart des letzteren ist.

Im Diorit- und Augengneiss finden sich in grösster Häufigkeit und in ganz unregelmässiger Vertheilung dunkle, kleinkörnige bis dichte, deutlich schieferige Gesteine, deren Schieferung parallel zum Streichen der Dioritgneisse verläuft. Diese schieferigen Gesteine bilden bald Massen von mehreren Metern Mächtigkeit, welche man in ihrem Streichen oft weithin verfolgen kann, bald schmale Bänder, die bis unter Centimeterdicke herabsinken, bald endlich kleine Putzen und Bröckchen, die sich nur undeutlich von dem Hauptgestein abheben. Fig. 6 auf Tafel IV zeigt eine typische Stufe von Dioritgneiss vom Nordabhang des Stengerts in ungefähr halber natürlicher Grösse und lässt deutlich den Gegensatz zwischen den schwarzen, feinkörnigen bis dichten Schieferbröckchen und der mittelkörnigen Hauptmasse des Gesteins erkennen. Der Parallelismus der Feldspäthe und der Schieferbröckchen ist unverkennbar. Die Verbandsverhältnisse beider Gesteinsarten werden durch Tafel I Fig. 1 und 2 veranschaulicht, welche photographische Aufnahmen von Theilen derselben Steinbruchswand (Kersantitbruch Goller's Nr. X am Grauberg) darstellen, die Thürach S. 94 abgebildet hat. Aus der Vergleichung der vorliegenden Bilder mit jenen dürfte sich wohl ohne Weiteres ergeben, dass die Darstellung so complicirter Structurverhältnisse wie der hier obwaltenden, durch Handzeichnung nicht rathsam ist, da diese stets, selbst bei sorgfältigster Ausführung schematisirt werden wird und eine Fülle wichtigster Structurdetails nicht wiedergibt, während ja die photographische Abbildung alle kleinsten Einzelheiten, auch diejenigen, welche der Beobachtung des Zeichners entgangen sind, in unanfechtbar getreuer Weise der allgemeinen Beurtheilung zugänglich macht.

Aus der Betrachtung der Figuren 1 und 2 auf Tafel I geht aber hervor, dass die feinkörnigen, schieferigen, im Bilde schwarz erscheinenden Gesteine mit dem in helleren Tönen wiedergegebenen Dioritgneiss durchaus nicht im Verhältniss einer regelmässigen Wechsellagerung stehen, etwa wie Schichten von Sandsteinen und Thonschiefern, sondern dass jene nur als Einschlüsse in einem Eruptivgestein gedeutet werden können. Nur so ist es zu erklären, dass der Dioritgneiss in zahllosen groben bis feinsten Aederchen zwischen die Schichten der dunklen Schiefergesteine eingedrungen ist, sie aufgeblättert und zerfetzt hat und sie in spitzem oder fast rechtem Winkel — besonders in Fig. 2 — durchsetzt, und dass so zahlreiche eckige oder gerundete Fetzen und Brocken von Schiefer mitten im Dioritgneiss liegen, wobei man manchmal ganz deutlich noch die Stelle sehen kann, von der jene losgerissen worden sind.

Die abgebildeten Profile lassen aber auch zugleich erkennen, dass die hier vorliegende complicirte Gesteinsstructur unmöglich auf Gebirgsdruck, der nach der Verfestigung der Gesteinsmassen auf dieselben eingewirkt hätte, zurückführbar ist. Denn die feinsten Aederchen des Dioritgneisses, welche die Schiefer injiciren, sind noch völlig im Zusammenhange geblieben und zeigen ebenso wenig, wie die aufgeblätterten Schieferbänder Zerreissungen oder Verschiebungen. Zwar treten Störungslinien in jenem Gebiet nicht selten auf und es erscheint z. B. der Kersantitgang in demselben Aufschlusse an einer Stelle um mehrere Meter gegen seine ursprüngliche Richtung durch eine WO-Spalte verworfen, wie dies Thürach (S. 93) beobachtet hat, aber diese jedenfalls relativ jugendlichen Verwerfungen sind es nicht gewesen, welche die Zerreissung der Schieferschollen und deren „Wechsellagerung" mit dem Dioritgneiss bewirkt haben.

Noch in den Erläuterungen zu Blatt Schaafheim-Aschaffenburg S. 22 war der Verfasser geneigt, gewisse Eigenthümlichkeiten in der mikroskopischen Structur granitischer Spessartgesteine auf die Einwirkung von jüngerem Gebirgsdruck gegen die verfestigten Massen zuzuschreiben. Er wurde aber bei Excursionen im Odenwalde durch seinen Collegen Chelius überzeugt, dass an solchen Stellen, wie sie in Fig. 1 und 2, Tafel I, abgebildet sind, an denen also die feinsten Einzelheiten der ursprünglichen Structur noch völlig intact geblieben sind, nach der Erstarrung der Eruptivmassen unmöglich zahllose Verschiebungen auf engstem Raume innerhalb derselben vorgekommen sein können, und dass daher auch jene später zu besprechenden Structuren trotz ihrer Aehnlichkeit mit der Trümmerstructur, welche die Gesteine an Verwerfungsspalten anzunehmen pflegen, ursprüngliche sein müssen. Aus demselben Grunde wird man aber die Entstehung der Biegungen und Faltungen der Schiefereinschlüsse im Granit, wie sie z. B. Fig. 1 auf Tafel I zeigt, wie sie aber häufig noch weit complicirtere Beschaffenheit haben, gleichfalls in der Zeit vor der Erstarrung des Eruptivgesteins annehmen müssen.

Nach dem Gesagten wird man nicht umhin können, den Dioritgneiss für ein echtes, wenn auch wegen seiner Parallelstructur auffallendes Eruptivgestein zu halten, das man wegen seines Zusammenhanges mit granitischen Massen — von denen später die Rede sein soll — wohl am besten als Hornblendegranit bezeichnet.

Dagegen sind die dunklen, schieferigen Einschlüsse desselben sicher als umgewandelte Schiefergesteine (z. Th. vielleicht als umgewandelte, jenen lagerartig eingeschaltete Deckengesteine und deren Tuffe) zu deuten. Und zwar

lassen dieselben in petrographischer Hinsicht ziemlich bedeutende Verschiedenheit erkennen. Die meisten sind hornblendereich, gehen aber über in solche Schiefergesteine, in denen Biotit vor der Hornblende vorherrscht. Diese wieder sind durch Uebergänge und Wechsellagerung verknüpft mit Kalksilicathornfelsen, sowie echten Grauwacken, deren ursprünglich klastische Structur trotz aller Umwandlungen, die sie erfahren haben, noch deutlich zu erkennen ist. Alle diese Gesteine zeigen nämlich, wie später noch ausführlich beschrieben werden soll, die Kennzeichen contactmetamorpher Gesteine an sich. Da nun die Amphibol- und Biotitschiefer mit echten Grauwacken wechsellagern, kann man auch keins dieser Gesteine als basische Ausscheidung aus dem Granit betrachten, diesen letzteren aber, da er klastische Gesteine umschliesst, nicht als einen Theil der Erstarrungskruste der Erde.

Die Parallelstructur des Hornblendegranites wird in erster Linie bedingt durch die gleichsinnige Lagerung seiner Hornblenden und Biotite, erst in zweiter Linie durch die seiner Feldspäthe. Denn diese letzteren sind zum grossen Theile rundliche Körner oder Krystalle von gedrungener Form, während ein anderer Theil, besonders die porphyrischen Orthoklase, in der Richtung der Verticalaxe gestreckt ist und breite Klinopinakoïdflächen besitzt, die parallel zu einander und zur Schichtung der Schieferschollen liegen. Ueberhaupt sieht man ganz deutlich, dass diese letztere stets für die Anordnung der Granitgemengtheile maassgebend ist und zwar nicht bloss in der in Rede stehenden untersten Stufe der Spessartgesteine, sondern auch in allen übrigen. Ausnahmen hiervon bilden nur die Granittrümer, welche quer durch die Schieferschollen setzen; obwohl solche nicht gerade selten, sondern in allen Stufen zu beobachten sind, gilt es doch als Regel, dass das eruptive Magma parallel zu den Schieferschichten, mögen diese nun eben oder gewunden sein, injicirt wurde, also in der Richtung des geringsten Widerstandes. Nach allem diesem muss man annehmen, dass während der Injection das Magma unter gewaltigem Drucke stand, durch welchen alle Gemengtheile, die nach einer oder zwei Dimensionen besonders ausgebildet sind, parallel zu einander und zu den Schieferungsflächen der injicirten Gesteine angeordnet wurden und dass aus demselben Grunde auch die losgerissenen Fragmente der Schiefer sich der allgemeinen Parallelstructur einfügten. Auch da, wo sich Schlieren im Magma gebildet haben, sind diese stets parallel zu den Schieferschollen angeordnet; sehr oft kann man solche, fast nur aus Feldspathkörnern bestehende decimeterlange, dabei aber nur

wenige Millimeter breite Schlieren wahrnehmen. Die Augengneisse aber stellen auch nichts anderes dar, als grosse, an porphyrischen Orthoklasen reiche Schlieren, welche bald, je nachdem lebhafte Bewegungen im Magma stattgefunden haben oder nicht, scharf gegen den normalen Hornblendegranit abgesetzt erscheinen oder allmählich in ihm verschwimmen.

Am besten ist die Parallelstructur in den einschlussreichen Hornblendegraniten entwickelt, mögen nun grosse Schollen oder nur zahllose kleine Schieferfetzen vorhanden sein. Wo aber Einschlüsse zurücktreten, nimmt der Granit fast rein massige Structur an, mit schwachen, im Handstück oft kaum erkennbaren Andeutungen von Parallelstructur, wie z. B. in einem Steinbruch am Westende von Gailbach.

Alle hier geschilderten Eigenthümlichkeiten des Hornblendegranites sind auch an denen des Odenwaldes zu erkennen, so z. B. in der Gegend von Neustadt, Gross-Umstadt oder des Felsberges.

Der Granitgneiss oder körnige Gneiss (Thürach) tritt vorwiegend in den liegendsten (östlichsten) Regionen des Hornblendegranites auf, da wo er unter den mächtigen, ihm aufgelagerten Buntsandsteinmassen verschwindet. Dies scheint aber mehr zufällig zu sein, da er ebenso auch mitten im ersteren, so bei Soden, Gailbach, Dürr-Morsbach und Hain auftritt. Dieser Granitgneiss gleicht in seiner makroskopischen und mikroskopischen Beschaffenheit völlig dem weiter unten als jüngerer Granit (Haibacher Körnelgneiss Thürach's) zu beschreibenden Gestein. Ueberall setzt er scharf gegen den Hornblendegranit ab, führt da, wo er in grösseren Massen auftritt, grössere Schollen und kleine Fragmente von Schiefergesteinen und zeigt da, wo er in Form schmalerer Gänge erscheint, seine eruptive Natur so klar, dass selbst Thürach zu dem Eingeständniss gelangt (s. o. S. 60): „Was die Entstehung des Glimmer-armen, körnigen Gneisses anbelangt, so ist es nicht unmöglich, dass die mächtigeren Schichten desselben Lagergranite darstellen, deren krystallinische Verfestigung jedoch nahezu gleichzeitig mit der des Hornblendegneisses erfolgt sein muss". „Sie als durch Gebirgsdruck schiefrig gewordenen Granit zu deuten, muss ich den Herren Goller und Bücking nachzuweisen überlassen" fügt er dann recht inconsequent hinzu.

Noch klarer als im Spessart werden die Altersverhältnisse des Hornblendegranites und des hier als „jüngerer Granit" angesprochenen Gesteines durch das vom Verfasser in den Erläuterungen zu Blatt Babenhausen beschriebene und abgebildete (S. 9) Profil von Schlierbach in den nördlichsten Ausläufern des östlichen Odenwaldzuges dargelegt, welches nicht nur die

scharfe Grenzlinie beider Gesteine vorzüglich aufgeschlossen zeigt, sondern auch eine Apophyse des jüngeren im Hornblendegranit.

Ein noch jüngeres Eruptionsstadium stellen die Pegmatitgänge dar (pegmatitische Ausscheidungen Thürach's), welche nicht nur den Hornblendegranit mit seinen Schiefern, sondern auch den jüngeren Granit durchsetzen. Die mineralische Zusammensetzung derselben ist, wie die ausführlichen Beschreibungen Bücking's und Thürach's erkennen lassen, recht manchfaltig, noch wechselvoller aber die Form ihres Auftretens. Die Abbildungen, die Thürach auf den Seiten 52, 53, 59, 61, 67, 70 seiner Arbeit von solchen „Differenzirungen des Plagioklas-Hornblendegneisses" gibt, lassen dieselben bald als äusserst fein verästelte, bald als einfachere Gänge erkennen, welche theils parallel zu den Schiefern und der Absonderung des Hornblendegranites, theils unter allen möglichen Winkeln gegen dieselbe geneigt, aufsetzen.

Thürach unterscheidet zwei Typen der Pegmatite, deren erster die schwachen, 1—15 cm dicken, gewöhnlich stark verästelten Adern begreift, deren Gefüge mittel- bis grobkörnig, aber nicht eigentlich grosskrystallinisch ist. Dieselben enthalten häufig neben dunklem Glimmer auch Hornblende, ein sonst den Pegmatiten fremdes Mineral, das sich aber auch im Spessart nur da in ihnen einstellt, wo sie hornblendeführende Gesteine durchsetzen. Ihre Gangnatur und eruptive Entstehung sind zum Theil so unverkennbar, dass selbst Thürach nicht umhin kann, einige derselben als „Granitgänge" auszusprechen. Im Querbruche des Hornblendegranites und seiner Schiefereinschlüsse tritt denn auch die Gangnatur aller pegmatitischen Adern stets hervor; auf solchen Flächen aber, die parallel oder in spitzem Winkel zur Absonderungsrichtung des Hornblendegranites verlaufen, kann man auf den ersten Blick dieselben mit gröberen Schlieren des Granites verwechseln, wie dies Thürach auch wohl vielfach gethan hat.

Der zweite Typus Thürach's umfasst die mächtigeren, grobkrystallinen Gänge, welche im Allgemeinen hornblendefrei sind.

Im Gegensatze zu diesen ächten, späteren Gangbildungen stehen gewisse, in Structur und Zusammensetzung den stärkeren Pegmatitgängen überaus ähnliche Gesteinspartien im Hornblendegranit, welche aber ringsum abgeschlossen erscheinen und die Ausfüllung theils rundlicher, drusenartiger, theils langgestreckter Hohlräume bilden, in denen die letzten Reste des Magmas auskrystallisirten. Thürach bespricht ihre Zusammensetzung so ausführlich, dass wir hier ihrer Beschreibung enthoben sind.

Als letztes Eruptionsstadium im Gebiete des Hornblendegranites muss die Entstehung der Kersantitgänge betrachtet werden. Die Gesteine selbst sind von den eingangs erwähnten Bearbeitern so eingehend beschrieben worden, dass dem hier nichts mehr über ihre Zusammensetzung beizufügen ist. Es soll nur kurz erwähnt werden, dass dieselben oft Fragmente der verschiedenen, in ihrer Umgebung auftretenden Gesteine enthalten, Hornblendegranit, jüngeren Granit und Pegmatit und hierdurch ihr Alter zweifellos documentiren. Ueber die in ihnen auftretenden Quarze und Feldspäthe, welche Goller, Bücking und Thürach als saure Ausscheidungen des Magmas bezeichnet haben, Chelius dagegen als Spratzlinge, soll noch weiter unten geredet werden, ebenso über gewisse feine, neuerdings beobachtete Trümchen der Kersantite im Granit.

An den jungen, nach der völligen Erstarrung des Hornblendegranites und seiner Gänge ausgebildeten Verwerfungen haben alle diese Gesteine oft die stärksten Veränderungen durch den Gebirgsdruck erlitten. Solche Störungszonen finden sich mehrfach bei Bessenbach, so z. B. an der Ausmündung des „engen Grundes". Daselbst ist an zahllosen Spalten der Granit in eigenthümliche, schieferig dichte Massen umgewandelt, innerhalb deren oft — jedenfalls durch Quellabsätze — Eisenglanz in feiner Vertheilung und in guten Krystallen abgelagert worden ist. Das Gleiche ist auch bei Hain zu beobachten, wo auch das Eisenerz früher abgebaut wurde. Die ganze Granitmasse ist an diesen Punkten von zahllosen, feingestreiften Gleitflächen durchzogen, so dass sie beim Anschlagen in scharfkantige, ringsum von solchen Klüften begrenzte Fragmente zerspringt und es sehr schwer hält, hier frische Anbrüche des Gesteins zu bekommen. Häufig haben sich auch auf solchen Klüften interessante Mineralneubildungen (Adular, Albit, Epidot, Desmin u. s. w.) vollzogen, über welche Thürach S. 72 ausführlich berichtet.

2. Der körnig-streifige Gneiss.

Durch ganz allmähliches Zurücktreten geht nach NW, also nach dem Hangenden zu, der „Dioritgneiss" in den „körnig-streifigen Gneiss" über, wie dies Goller, Bücking und Thürach in völlig übereinstimmender Weise schildern. Alle diese Autoren heben als charakteristisch für die letztere Stufe den vielfachen Wechsel feinkörniger, schieferiger, glimmer- oder hornblendereicher, mit körnigen, flaserigen, glimmerärmeren aber feldspathreicheren Gesteinen hervor, ein Wechsel, der oft in einem Handstück der gewöhnlichen Grösse mehrfach zu beobachten ist.

An einer Anzahl von Stellen — Thürach führt S. 29 vierzehn verschiedene Localitäten an — treten im körnig-streifigen Gneiss Lager von körnigem Kalk auf.

Begeht man eins der Profile, welche quer zum Streichen der ganzen Stufe verlaufen, also etwa von N oder NW nach S oder SO, wie es zahlreiche kleine Schürfe und Klippen am Grauberge bei Schweinheim bieten oder die Böschung der Strasse von Aschaffenburg nach Gailbach zwischen dem Dorfe und der Dimpelsmühle, oder der Hohlweg von Haibach nach Strass-Bessenbach, so gewinnt man die Ueberzeugung, dass auch hier ganz analoge Verhältnisse walten, wie in der Stufe des „Dioritgneisses". Ueberall sieht man kleinste bis sehr grosse Schollen dunkler, feinschieferiger Gesteine, die meist parallel, bisweilen auch quer zur Schieferung von granitischen Gesteinen injicirt werden. Diese letzteren repräsentiren, abgesehen von den zahllosen Pegmatitgängen, zwei Typen; erstens mittelkörnige, oft porphyrische Gesteine, nicht selten ganz identisch mit dem „Augengneiss" oder dem Hauptgestein der „Dioritgneisszone", zweitens kleinkörnige, meist recht glimmerarme Granite, die genau den im Hornblendegranit aufsetzenden „Granitgneissen" entsprechen. Die letzteren gehören demnach zum jüngeren, die ersteren zum älteren Granit. Jedoch ist hier der Wechsel zwischen beiden Graniten ein viel häufigerer, und besonders in den vortrefflichen Aufschlüssen am Grauberge sieht man, wie innig stellenweise die Durchdringung des älteren Granites durch den jüngeren ist, so dass sich beide Gesteine fast die Waage zu halten scheinen.

Unter den Schiefergesteinen des körnig-streifigen Gneisses herrschen im Gegensatz zu denen des Dioritgneisses Biotitschiefer vor, welche nach Thürach eine „düstere" Färbung durch Graphit erhalten haben. Auch Muscovit, dessen mehrere Millimeter grosse Schüppchen nicht bloss auf den Schieferungsflächen liegen, sondern manchmal auch quer gestellt erscheinen, ist in gewissen Lagen häufig. Andere sind wiederum sehr reich an Granat. Dazwischen treten aber auch echte Hornblendeschiefer auf, die bis zu 50 m Mächtigkeit erreichen (Aumühle bei Schweinheim etc.), und mit diesen wechsellagern local augitreiche Gesteine. Der sedimentäre Ursprung dieser Schiefergesteine wird vor Allem durch das Auftreten der körnigen Kalke bewiesen, welche mit den Schiefern durch Wechsellagerung und allmähliche Uebergänge eng verknüpft sind und durch das Vorkommen echter, an klastischem Material reicher Grauwacken (am Fusse des Erbigberges bei Schweinheim), die ebenso zweifellos mit den daselbst an-

stehenden Amphibol- und Biotitschiefern concordant verbunden sind. Die mikroskopische Untersuchung lässt alle diese schieferigen Gesteine als contactmetamorphe Sedimente erkennen, wie dies Bücking (l. c. S. 21) vermuthungsweise ausspricht.

Ausserdem wechsellagern aber mit den Biotitschiefern u. s. w. Hornblendegesteine, in denen man vielleicht zum Theil stark umgewandelte Eruptivgesteine (Diabase, Diorite und Gabbro's) zu erkennen hat, welche jenen Sedimenten als Lager eingeschaltet sind. Andere Hornblendeschiefer könnte man vielleicht eher als umgewandelte Tuffe jener Effusivgesteine deuten.

Genau entsprechend ihrem südwestlichen Streichen findet man die „körnig-streifigen Gneisse“ jenseits des Mains in der Gegend südlich von Schaafheim wieder und in ihrem Liegenden bei Radheim „Dioritgneisse“. Jedenfalls in Folge der zahllosen Verwerfungen, welche die nördlichen Ausläufer des Odenwaldes durchsetzen, treten auch im Nordwesten von Schaafheim bei Langstadt wieder „körnig-streifige Gneisse“ mit mehreren Einlagerungen von Amphibolschiefer auf und wieder in deren Liegendem bei Schlierbach die oben erwähnten Hornblendegranite. Bei dem Bau der Kreisstrasse von Schaafheim nach Radheim waren im Jahre 1892 vorzügliche Profile durch die Schiefer und Granite südlich von Schaafheim geschaffen, an denen trotz der mehrere Meter tief greifenden Verwitterung, welche das ganze Gestein zu losem Grus verwandelt hat, die Verbandsverhältnisse beider Gesteine in trefflicher Weise aufgeschlossen waren.

Man erkennt auf dem Bilde Tafel I Fig. 3, das ein Profil aus dem Einschnitt jener Strasse darstellt, die dunklen, z. Th. gefalteten Schiefer, welche von zahllosen hellen Granitadern durchsetzt werden, meist parallel zu ihrer Schichtung, häufig aber, wie auf der rechten Seite des Bildes, auch quer. Mehrfach sieht man ein förmliches Netzwerk von Granittrümchen. Sehr deutlich ist ferner das Losreissen feiner Blätter und Streifen von Schiefer und deren Einbettung mitten in das Eruptivgestein zu bemerken. Auch ein Pegmatitgang tritt in dem Aufschluss auf.

Ganz ähnliche Gesteine finden sich noch an zahlreichen Punkten des Odenwaldes, so am H e e g h ö l z c h e n bei W i e b e l s b a c h südlich von Gross-Umstadt[1]), wo ganz dieselben Schiefergesteine aufgeschlossen sind, wie in der Nähe der Elterhöfe bei Schweinheim, und wo auch körnige Kalke in dünnen Lagern vorkommen. Wahrscheinlich sind auch die M a r m o r l a g e r von

[1]) Erläuterungen zu Blatt Gross-Umstadt von C. Chelius. S. 10.

Auerbach an der Bergstrasse nur Analoga zu den körnigen Kalken des Spessarts, da sie, wie diese, in einer Hülle von Schiefergesteinen mit contactmetamorphischem Habitus ruhen, in deren Nähe ein Granit ansteht, welcher gewissen Ausbildungsformen des Spessarter älteren Granites äusserst ähnlich ist.

3. Der Hauptgneiss.

Die auf der Bücking'schen Uebersichtskarte als „Hauptgneiss" zusammengefassten Gesteine, welche den körnig-streifigen Gneiss concordant überlagern, oder, rein topographisch gesprochen, nach NW auf denselben folgen, gliedert Thürach noch weiter in 5 Stufen, welche er auch auf seiner Kartenskizze ausgezeichnet hat. Thürach findet zwischen den untersten dieser Stufen und dem körnig-streifigen Gneiss eine scharfe Grenze „fast gleich einer Formationsgrenze", welche bedingt wird durch das plötzliche reichliche Auftreten von Muscovit. Verfasser konnte sich von dem Vorhandensein dieser scharfen Grenze durchaus nicht überzeugen.

Die Thürach'sche Stufe des

a) zweiglimmerigen, glimmerreichen und quarzreichen Gneisses (Schweinheimer Stufe)

setzt sich zusammen aus ganz unbedingt vorwaltenden glimmerreichen Schiefern, die in ihrer Mitte nur selten Gänge von älterem oder jüngerem Granit enthalten, dafür aber randlich sehr deutliche Injectionen erkennen lassen. Ausserordentlich häufig treten aber in ihnen Pegmatitgänge auf, die allerdings meist nicht über 2 dm mächtig werden. Die „Schweinheimer Gneisse" sind dünnschieferige, glimmerreiche, meist aber auch feldspathreiche Schiefergesteine, welche contactmetamorph umgewandelt sind, wie alle bis jetzt besprochenen Schiefer. Sie gleichen allerdings viel mehr den später zu besprechenden „Staurolithgneissen" als den „düsteren" Gneissen der vorher besprochenen Zone. Aber doch sind ihre Verschiedenheiten gegen die letzteren nur unwesentlich, und der Verfasser kann nicht finden, dass in der Schweinheimer Stufe der Muscovit eine auffällig wichtige Rolle spielt. Der Reichthum der Schweinheimer Stufe an Biotit, welcher oft stark ausgebleicht ist, ist so gross, dass man auf den Schieferungsflächen fast nichts von den anderen Gesteinsgemengtheilen erkennt, sondern dass dieselben erst auf dem Querbruch hervortreten, während auf den Schieferungsflächen der Glimmer förmliche Häute bildet.

Die von Thürach als „quarzreiche Schichten“ beschriebenen Trümer des jüngeren Granites zeigen auch stets Parallelstructur, sind aber bedeutend glimmerärmer als ihre Umgebung. Oft ist zu bemerken, dass sie alle Windungen der gefalteten Schieferschichten mitmachen, ohne hierbei irgendwie zerstückelt zu werden, sodass man eine Injection derselben in das schon gefaltete Schiefergebirge annehmen muss, wofür ausserdem noch andere, später zu besprechende Gründe reden. Nach der Grenze gegen die nächsthöhere Stufe Thürach's werden die „quarzreichen Schichten“ häufiger und es findet so ein allmählicher Uebergang statt zur Stufe des

b) dunkelglimmerigen Körnelgneisses oder Haibacher Gneissstufe.

Das von Bücking „grauer, körnig-flaseriger Biotitgneiss“ genannte Gestein ist in typischer Ausbildung in den Steinbrüchen am Wendelberg und Hermesbuckel östlich von Aschaffenburg aufgeschlossen. Es ist ein kleinkörniges, meist deutlich parallel struirtes, am besten wohl als körnigschieferig zu bezeichnendes Gestein, dessen Zusammensetzung aus Quarz, Feldspath und Biotit als Hauptgemengtheilen nicht bloss auf dem Querbruch, sondern auch auf den Schieferungsflächen unschwer zu erkennen ist, da der Biotit in kleinen, unregelmässig umrandeten, nur selten sechseckigen Blättchen von höchstens 3 mm Durchmesser ausgeschieden ist, in zu geringer Menge, um sich zu Häuten zusammen zu schaaren. Im Aufschluss betrachtet, hat der „Biotitgneiss“ hellgraue Farbe, häufig mit entschiedener Hinneigung in's Röthliche, so dass Chelius ihn im Odenwalde, wo er besonders im „Böllsteiner Gebiet“ zu Tage tritt (vorzüglich aufgeschlossen z. B. bei Langen-Brombach am Steinkopf) als „rothen Böllsteiner Gneiss“ bezeichnete. Im Bruche senkrecht zur Schieferung, aber parallel zum Streichen des Gesteins, sieht man die Glimmerblätter nicht in zusammenhängende Bänder vereinigt, sondern in kurze, vielfach unterbrochene Linien angeordnet von geradem, selten welligem Verlauf. Manchmal ist überhaupt Parallelstructur nur schwach angedeutet, so dass das Gestein fast massigen Habitus gewinnt (in den Klippen südlich vom „Jägerhäusel“ im städtischen Strietwalde bei Aschaffenburg). Im Bruche quer zur Schieferung und zum Streichen machen sich bisweilen Spuren von stängeliger Structur bemerkbar.

Sehr oft treten im „Haibacher Gneiss“ unregelmässig begrenzte, kleine, glimmerreiche Partien auf, die sich recht merklich vom übrigen Gestein abheben und von denen alle möglichen Uebergänge existiren

bis zu meterlangen und mehrere Decimeter starken Schollen, welche den Schiefern des „körnig-streifigen Gneisses“ und denen der „Schweinheimer Stufe“ völlig gleichen. Besonders sicher ist dies an der Grenze gegen die letztere Stufe zu verfolgen, an der man die Injection der Schiefer durch den „Biotitgneiss“, die Losreissung grosser Schieferschollen und deren weitere Zerstückelung vielerorts wahrnehmen kann.

Bei näherer Betrachtung erkennt man im Aufschluss am „Biotitgneiss“ einen öfteren Wechsel von grauen mit rothen Partien, wobei die grauen fast wie Fragmente fremder Gesteine in den rothen liegen. Diese Erscheinung ward auch von Chelius[1]) in den Steinbrüchen von Albersweiler bei Landau in der Pfalz beobachtet, in denen dasselbe Gestein auftritt, wie am Wendelberg bei Aschaffenburg und vielen anderen Stellen des Spessarts und Odenwaldes, und so gedeutet, dass die rothen Partien das ursprüngliche Eruptivmagma darstellen, die grauen aber solche Theile desselben, welche reichliches Schiefermaterial resorbirt haben, eine Auffassung, welcher sich der Verfasser auch für den „Haibacher Gneiss“ völlig anschliesst.

Bisweilen gewinnt auch dieser letztere durch Hervortreten grösserer Feldspäthe einen porphyrischen Habitus, so z. B. am Südabhange des Wendelberges.

Aus allem diesem geht hervor, dass der „Haibacher Körnelgneiss“ ein echter Granit ist, dessen Parallelstructur — wie später gezeigt werden soll — durch Einwirkung starken Druckes auf das auskrystallisirende Magma erzeugt wurde. Der Verfasser glaubt daher, dass, nachdem einmal diese Erkenntniss gewonnen ist, es sich aus vielen Gründen empfiehlt, solche parallelstruirte Granite nicht mehr als Gneisse zu bezeichnen. Man kommt sonst in die Lage, von „Gneissgängen“ reden zu müssen, ferner von einer contactmetamorphischen Einwirkung des Gneisses auf Gneiss, da sich vielfach ja auch contactmetamorphe Sedimente unter den „Gneissen“ finden. Ausserdem haftet an dem Namen „Gneiss“ immer die Vorstellung hohen geologischen Alters, während doch wahrscheinlich die metamorphen Sedimente des Spessarts zwar palaeozoïsch sind, jedenfalls aber doch nicht präcambrisch, und die Granite daher noch jünger, vielleicht sogar, wie unten auseinandergesetzt werden soll, postdevonisch oder postculmisch. So kann denn das Festhalten an dem Namen Gneiss hier nur zur Verwirrung führen und nur dazu beitragen, das Verständniss des „krystallinen Grundgebirges“ zu verdunkeln. Behält man den Namen „Gneiss“

[1]) Notizblatt d. Vereins f. Erdkunde zu Darmstadt. IV. F. Heft 15. 1894. S. 17. Anm.

bei, so kann man die heterogensten Dinge unmittelbar neben einander stellen, wie Thürach es in seiner Spessartarbeit gethan hat, während man durch das Aufgeben jener Benennung gezwungen wird, sich die genetischen Verhältnisse der einzelnen Gesteine des Grundgebirges ganz klar zu machen und jedes ganz speciell für sich aber auch in seinem Verhältniss zu den anderen zu betrachten.

Es ist deshalb in den kürzlich zur Ausgabe gelangten 4 Blättern der Lieferung III der geologischen Specialkarte von Hessen auch der Name „Gneiss" ganz vermieden worden. Immerhin würde derselbe wohl noch lange nicht aus der geologischen Litteratur verschwinden, sondern vorläufig noch wenigstens für solche krystallinen Gebiete beibehalten werden können, die bisher keine specielle Untersuchung ihrer genetischen Beziehungen erfahren haben.

Der Granit, welcher am Wendelsberg aufgeschlossen ist, hat nach oben zu eine ziemlich scharfe, geradlinig verlaufende Grenze gegen ein anderes Granitgestein, das er in zahllosen Gängen durchtrümert. Er ist deshalb im Folgenden stets als jüngerer Granit bezeichnet. Zu ihm gehören auch die Granitgänge, welche im Hornblendegranit aufsetzen.

Im ganzen Bereiche des jüngeren Granites, der, im Grossen betrachtet, einen riesigen Gang bildet von etwa 1—2 km. Mächtigkeit, sind die schon aus den früher besprochenen Stufen erwähnten Pegmatitgänge gleichfalls sehr verbreitet. Die Form ihres Auftretens hat Thürach ausführlich geschildert und abgebildet.

Noch jüngeren Alters wie die Pegmatite sind aplitische Gänge, welche z. B. am Südabhang des Wendelberges mehrfach anstehen. Dieselben sind recht kleinkörnig und ganz hellrötlich gefärbt, sodass sie sich sehr gut vom jüngeren Granit abheben. Sie enthalten nur spärliche und sehr kleine Biotitflitterchen, in deren Anordnung sich aber immerhin ein gewisser Parallelismus unter sich und mit den Salbändern bemerklich macht.

Ein sehr klares Profil über die Altersverhältnisse dieser jüngsten Granitgänge bot zur Zeit ein Steinbruch am Ballenberge dar, ungefähr 5 km. westlich von Aschaffenburg an der Landstrasse nach Babenhausen. Dort tritt mitten aus den Schottern der Mainebene der jüngere Granit in mehreren Küppchen heraus, deren eines, durch schlecht angelegte Steinbrüche aufgeschlossen, ungefähr 200 m nördlich von der Landstrasse am Waldsaume liegt. Der schieferige, local auch gefältelte Granit wird in der Richtung seiner Schieferung von zahlreichen Pegmatitadern durchzogen und an einer Stelle eine solche mit sammt dem Hauptgestein durch einen 4—5 dm. mächtigen, scharf abgesetzten Aplitgang.

c) Der zweiglimmerige, flaserige Körnelgneiss. Goldbacher und Stockstadter Stufe (Thürach).

Im Gegensatze zu der von Bücking und Thürach vertretenen Auffassung eines allmählichen Ueberganges zwischen dem „körnigen Biotitgneiss" und dem „körnig-flaserigen, zweiglimmerigen Gneiss" muss hier betont werden, dass beide Gesteine überall scharf aneinander absetzen, und dass ein Uebergang nur darum stattzufinden scheint, weil an der Grenze zahlreiche Gänge des jüngeren Granites im „zweiglimmerigen, körnig-flaserigen Gneiss", dem älteren Granit aufsetzen. Gerade an solchen Stellen ist der Gegensatz zwischen beiden unverkennbar; der ältere Granit erscheint im Aufschluss stets weit dunkler als der jüngere, nämlich von weitem gesehen, dunkelgrau, ins Bräunliche spielend. Sein Korn ist meist mittel, stellenweise auch grob, gewöhnlich aber recht gleichmässig; doch treten an manchen Stellen auch grössere, rundliche, oft spitz ausgezogene Orthoklase hervor und erzeugen so „Augengneisse" (z. B. an der Actienbrauerei bei Damm, am Westsaume des städtischen Strietwaldes gegenüber dem Mainaschaffer Weinberg u. s. w.). Die flaserige Structur wird schon durch das Korn des Granites bedingt, das zu grob ist, um eine ebenflächige Schieferung zu Stande kommen zu lassen. So haben denn die Flächen parallel zum Streichen des Gesteines stets eine körnelige Oberfläche, auf welcher der — ganz vorwiegend dunkle — Glimmer bald nur in isolirten, rundlichen oder unregelmässig umrandeten Blättchen, bald bei reichlicherer Anwesenheit in dünnen, schuppigen Häufchen erscheint, welche sich jedoch nie zu geschlossenen Glimmerhäuten zu verschmelzen vermögen. Auf dem Bruche senkrecht zur Parallelstructur tritt die Flaserung sehr deutlich zu Tage. Vgl. Tafel III, Fig. 2. Man gewahrt linsen- oder augenförmige, helle, aus Feldspath mit untergeordnetem Quarz bestehende Aggregate, welche durch schmale, vielfach unterbrochene, wellige Glimmerbänder von einander abgesondert werden, manchmal aber auch zu Streifen zusammenfliessen, deren von Glimmerblättchen bedeckte Oberflächen stets unregelmässig-wellig ausgebildet sind. Am meisten nähert sich die Flaserstructur des älteren Granites der schieferigen da, wo das Korn des Gesteines abnimmt, aber auch hier ist noch ein starker Gegensatz zum jüngeren Granit vorhanden.

Recht häufig ist im älteren Granit eine stängelige Structur ausgebildet, welche auf dem Querbruch des Gesteines (siehe Fig. 3, Tafel III) sich in der Anwesenheit heller, runder Quarz-Feldspathaggregate bemerkbar macht, die von dunklen Glimmerkränzen umgeben werden, eine Structur, die so charakteristisch im jüngeren Granit nie entwickelt ist.

Ebenso klar als der letztere zeigt auch der ältere Granit seine echt eruptive Natur durch die Führung zahlloser Einschlüsse hochmetamorphosirter Schiefergesteine, deren Grösse auch hier von den winzigsten Bröckchen bis zu gewaltigen Schollen schwankt. Ihre Vertheilung ist recht unregelmässig. In der Nähe grosser Schieferschollen oder der geschlossenen Schiefermassen ist der Granit ganz erfüllt von den Trümmern derselben, die theils noch als solche deutlich erkennbar sind, theils aber auch resorbirt worden zu sein scheinen. So entstehen denn manchmal Gesteinstypen, welche ganz dem „körnig-streifigen Gneiss“ gleichen und es lassen z. B. der Einschnitt des Verbindungsweges von Wenig-Hösbach nach Feldkahl und ein kleiner Hohlweg, der von der „Feldstufe“ zwischen Hösbach und Feldkahl auf den Weg nach Rottenberg führt, diese innige Durchdringung der Schiefer mit Granit — wenn auch nur in tief zersetztem Gestein — unzweifelhaft erkennen.

Andrerseits sind manche Gebiete des älteren Granites sehr arm an Schiefermaterial, wie z. B. die Aufschlüsse am Mainaschaffer Weinberg und an vielen Stellen des städtischen Strietwaldes bei Aschaffenburg oder die Klippen, welche nördlich von Stockstadt am linken Mainufer aus dem Diluvium aufragen.

Der Gänge des jüngeren Granites, welche in der Nähe der scharfen Trennungslinie zwischen diesem und dem älteren aufsetzen, ward schon oben gedacht; dieselben sind recht gut am Gottelsberge östlich von Aschaffenburg aufgeschlossen. Gewisse Partien des älteren Granites sind nun aber derartig von jüngeren Granitgängen durchschwärmt, dass sich bei der Aufnahme der Umgegend von Aschaffenburg der Maassstab von 1 : 25 000 zu klein erwies, um sie alle besonders einzuzeichnen, sodass eine besondere Signatur in einer rothen, der Granitfarbe aufgedruckten Strichlage eingeführt werden musste, um die Durchtrümerungszone wenigstens nach aussen abzugrenzen. Die Schürfe nördlich von Stockstadt, die Klippen am Sägewerk nördlich von Aschaffenburg unweit der Einmündung der Aschaff in den Main, und viele andere Stellen zeigen grossen Reichthum an solchen jüngeren Granitgängen. Vgl. z. B. Tafel II, Fig. 4. Dieselbe zeigt zwei quergeschnittene und daher linsenförmig erscheinende Gänge jüngeren Granites im älteren, am oberen Rande des Bildes aber eine förmliche Imprägnation des letzteren durch den jüngeren Granit, welcher sich durch sein weit kleineres Korn und seine hellere Farbe von jenem abhebt.

Eine recht bedeutende, im Ausstrich an 400 m breite Apophyse des jüngeren Granites dringt nördlich von Damm in den älteren Granit ein.

An mehreren Stellen findet man innerhalb solcher Gänge zweifellose Schollen und kleinere Fragmente des älteren Granites, so z. B. im Steinbruch am Fahrweg von Damm nach dem „Jägerhäusel“ im städtischen Strietwalde bei Aschaffenburg und in dem Steinbruch am Ballenberge zwischen Aschaffenburg und Babenhausen. Sehr klar zeigten auch zur Zeit die Steinbrüche bei Stockstadt am Main die Einbettung von Fetzen des älteren Granites in die jüngeren Trümer, welche meist parallel zur Flaserung jenes eingedrungen sind, häufig aber auch dieselbe in spitzem Winkel durchsetzen. Hierbei verästeln sie sich nicht selten, fliessen dann wieder theilweise zusammen und besonders an solchen Stellen sind losgelöste und vom jüngeren Granit rings umhüllte Fragmente des älteren häufig zu finden.

Wie in allen bisher besprochenen Stufen der Spessartgesteine sind auch im älteren Granit Pegmatitgänge recht verbreitet, besonders in der Gegend von Damm. Sehr interessant ist der Gang, welcher an „Dahlem's Buckel“, etwa 1,5 km westlich von jenem Dorfe früher zur Gewinnung von Feldspath abgebaut wurde. Leider ist zur Zeit dieser Abbau nicht mehr im Betrieb und die Aufschlüsse sind theils verschüttet, theils mit Wasser erfüllt, sodass man sich über die dort herrschenden complicirten Lagerungsverhältnisse nur mit Hülfe der von Thürach (l. c. S. 183) gegebenen Abbildungen und der neben der alten Feldspathgrube sich findenden Bruchstücke ein Bild machen kann. Der Pegmatit durchsetzt in einer Breite von 5—6 m einen Amphibolschiefer, welcher als Scholle in der grossen Apophyse jüngeren Granites steckt, die oben erwähnt wurde. Wie Thürach's Figuren erkennen lassen, verästelt sich der Hauptgang im Amphibolit in zahllosen bis zu den feinsten Dimensionen herabsinkenden Aederchen. Durch Alles hindurch setzt ein Aplitgang, am Salbande äusserst feinkörnig, in der Mitte weit gröber struirt. Er umschliesst häufig Fragmente der Nebengesteine, namentlich solche von Pegmatit, und hat an der Grenze gegen diese bis 15 cm lange und bis 3 cm breite streifenförmig verzogene Biotitblätter ausgeschieden, die sich von der glimmerarmen Grundmasse scharf abheben.

An die Pegmatitgänge ist das Vorkommen einer Reihe interessanter Mineralien geknüpft, wie Turmalin, Apatit, Beryll u. s. w., von denen als Contactproducten jener Gänge weiter unten die Rede sein soll.

B. Glimmerschieferformation.

Nach Bücking's Gliederung zerfällt die Glimmerschieferformation des Spessarts in die beiden Stufen

4. glimmerreicher Gneiss und
5. Quarzit- und Glimmerschiefer,

von denen die erstere die liegenden, die zweite aber die hangenden Schichten der in zusammenhängenden Massen auftretenden Schiefergesteine des Gebietes umfasst. Es ist, wie schon oben betont, ein Zeichen für den sicheren geologischen Blick Bückings, dass er dieses Schiefergebiet den beiden anderen Gruppen der Spessartgesteine, die vorwiegend eruptives Material enthalten, als besondere Abtheilung gegenübergestellt, und dass er innerhalb derselben zwei Stufen unterschieden hat, deren eine die feldspathreicheren, die andere die quarzreichen Schiefer umfasst. Thürach dagegen hat die feldspathreichen Schiefer mit dem von Bücking als „Hauptgneiss" bezeichneten Gesteinscomplex als „Abtheilung der mittleren Gneisse" zusammengefasst und stellt nun diesen in völliger Verkennung ihrer geologischen Werthigkeit die feldspatharmen und feldspathfreien Schiefer als Abtheilung der Glimmerschiefer und Quarzitschiefer gegenüber, welche doch mit den feldspathreichen durch Wechsellagerung auf das engste verknüpft sind.

4. Der glimmerreiche Gneiss.

Das Hauptgestein dieser Stufe ist von vorwiegend mittlerem, bisweilen sogar fast von grobem Korn und besitzt meist eine wohl ausgeprägte Flaserstructur. Sehr häufig lassen sich Faltungen und complicirte Fältelungen beobachten, auch noch in den völlig zersetzten Gesteinspartien, welche durch Hohlwege, z. B. bei Wenig-Hösbach, Feldkahl und Johannesberg, bis zu mehreren Metern Tiefe aufgeschlossen sind. Durch die tiefgreifende Verwitterung, welcher diese Schiefergesteine anheimgefallen sind und durch den Mangel guter, fortlaufender Aufschlüsse im frischen Gestein, welche wohl auch mit durch die abgeschlossene Lage jener armen, vorwiegend Wald- und Ackerbau treibenden Gegend bedingt werden, ist es schwer, ein getreues Bild von der specielleren Zusammensetzung und Gliederung unserer Schiefergesteine zu erhalten. Es ist sehr wahrscheinlich, dass bei einer durch Schürfungen unterstützten Specialaufnahme des Gebietes gerade noch manche interessante, neue Gesteinstypen aufgefunden würden.

Auf den Schichtungsflächen der in Rede stehenden Schiefergesteine bildet der vorwiegend dunkle, oft aber auch mit viel hellem untermischte Glimmer

zusammenhängende Häute oder doch ziemlich eng an einander gerückte schuppige Anhäufungen, welche die übrigen Gesteinsgemengtheile meist ganz verdecken. Nur die in vielen Schichten ausgeschiedenen Staurolithe, welche aber doch nicht so allgemein verbreitet sind, dass die Thürach'sche Bezeichnung der ganzen Gruppe als „Staurolithschiefer" gerechtfertigt wäre, treten häufig auch auf der Oberfläche der anstehenden Gesteinsblöcke zu Tage, wohl besonders in Folge ihrer Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung und durch äolische Einwirkung aus den umhüllenden Glimmerhäuten herauspräparirt, so nördlich von Wenig-Hösbach an der „Langen Hecke", am Hauhof bei Königshofen, an der Aumühle bei Damm u. s. w. Im Querbruche der Schiefer erkennt man die reichliche Anwesenheit von Feldspath und Quarz, daneben oft von Staurolith und Granat, gewöhnlich auch von reichlichem Magnetit.

Zwischen den mittelkörnigen Schiefern findet man nicht selten auch kleinkörnige, welche dann nicht flaserige, sondern ebenschieferige Structur zeigen. In diesen treten die Staurolithe stark zurück oder fehlen auch ganz. Besonders in den nördlicheren (hangenden) Theilen des Gebietes herrschen derartige Gesteine vor, und es wird daselbst auch durch allmähliches Zurücktreten des Feldspathes ein Uebergang in die nächsthöhere Stufe vorbereitet.

Seinen ganzen Lagerungsverhältnissen und seiner mikroskopischen Beschaffenheit nach ist der „glimmerreiche Gneiss" als ein contactmetamorphes Sedimentgestein anzusprechen. Seine sedimentäre Entstehung ergibt sich auch aus seiner Wechsellagerung mit metamorphen Sandsteinen und Kalksilicathornfelsen. Ein hellröthlicher, an grossen Quarzkörnern reicher Sandstein mit umkrystallisirter Grundmasse findet sich am Sternberg bei Wenig-Hösbach und in der Nähe dieses Dorfes sind auch Kalksilicathornfelse verbreitet. Diese setzen sich aus theils dichten, theils mittelkörnigen, hell- bis dunkelröthlichgrauen Schichten zusammen, welche letzteren bis über centimetergrosse schwarze Hornblenden in grosser Menge führen. Diese Schichten sind ausserordentlich stark gefaltet, so dass die angewitterten Blöcke des Gesteines, die sich nördlich von Wenig-Hösbach finden, auf ihrer Oberfläche eine sehr eigenthümliche Zeichnung erkennen lassen. Siehe Tafel IV, Fig. 3. Auch im Einschnitte des Weges von Wenig-Hösbach nach Feldkahl treten solche Gesteine zu Tage, sowie am Nordende des ersteren Dorfes, hier neben einem mittel- bis grobkörnigen, undeutlich schieferigen Gestein, welches vorwiegend aus Feldspath, Cyanit, Granat und Staurolith besteht, stellenweise auch Turmalin in mehrere Centimeter langen,

schwarzen Säulen enthält. Nordwestlich vom Dorfe, in einem Steinbruch auf der in Bücking's Karte durch das Zeichen „q“ markirten Stelle finden sich theils glimmerschieferartige, dunkle, unregelmässige Flecke zeigende, theils mehr zum Quarzitschiefer hinneigende Gesteine, die auch im Einschnitte des Weges nach Feldkahl aufgeschlossen sind.

Von grossem Interesse sind die Hornblendegesteine, welche besonders auch in der Umgegend des mehrerwähnten Dorfes Wenig-Hösbach vorkommen. Dieselben sind meist klein- bis feinkörnig und enthalten öfters helle, rechteckige Feldspäthe. Andere, von gröberem Korn, lassen theils reichliche Beimengung von Feldspath, theils aber auch dessen völlige Abwesenheit erkennen.

Dicht am Nordende des Dorfes liegen vereinzelte Blöcke eines sehr zähen, grobkörnigen Gesteines, dessen Grundmasse aus grünlichem Feldspath besteht und unregelmässig-zackig begrenzte, bis über decimeterlange und mehrere Centimeter breite tiefschwarze Hornblendestrahlen führt, die sich zu manchfaltigen sternförmigen Figuren zusammensetzen. Siehe Tafel IV, Fig. 2. Zahlreiche Granatkrystalle sind durch das ganze Gestein vertheilt. Alle diese Amphibolgesteine sind von einer fast massigen Structur im Gegensatz zu den übrigen, deutlich geschieferten, welche z. B. bei Glattbach in einer weit in das Granitgebiet hineinragenden Scholle feldspathreichen Schiefers auftreten.

Die Grenze des Schiefers gegen den älteren Granit verläuft höchst unregelmässig und wird nach den Erfahrungen des Verfassers weit richtiger auf Bücking's Karte wiedergegeben, als auf Thürach's Skizze, welche letztere „Stockstädter Gneiss“ und „Staurolithgneiss“ in einer fast gerade verlaufenden Linie zusammenstossen lässt. Nach seinen Begehungen muss der Verfasser die stärksten Zweifel an der Trennung zweier Schieferpartien durch einen Streifen des älteren Granits hegen. Sicher ist wenigstens auf dem vom Verfasser kartirten Theile des Blattes Schaafheim-Aschaffenburg in der Umgegend von Damm Thürach's Darstellung ganz falsch. Es treten zwar bei jenem Dorfe am Galgenberge einzelne grosse Schieferschollen im Granit auf. Im Allgemeinen herrscht der letztere aber in dem ganzen, von Thürach als Staurolithgneiss aufgefassten Gebiete zwischen Damm, Goldbach und Glattbach unbedingt vor, allerdings stets reich an kleineren Schieferschollen und -bröckchen,[1]) zugleich auch an Gängen des jüngeren Granites — darunter die oben

[1]) In Uebereinstimmung mit der Darstellungsweise, die auf den unter Mitwirkung des Verfassers bearbeiteten Blättern des Lausitzer Granitgebietes angewandt

erwähnte, etwa 400 m mächtige Apophyse — deren Existenz Thürach völlig entgangen ist. Bücking dagegen zeichnet in einer die Verbandsverhältnisse von Schiefer und Granit richtig charakterisirenden Weise bei Oberafferbach, Glattbach, Breunsberg und Wenig-Hösbach riffartige Vorsprünge des ersteren und isolirte Partien des letzteren. Dass im Grenzgebiet der ältere Granit zahllose Apophysen in das Schiefergebiet entsendet, ward schon oben erwähnt. Aber auch mitten im Schiefergebiet finden sich Granitgänge, so z. B. bei Königshofen; dieselben gehören aber z. Th. einer muscovitreichen Ausbildungsform (wohl durch endogene Contactmetamorphose erzeugt) des jüngeren Granites an, wie auch mehrere an der Strasse Wenig-Hösbach—Feldkahl auftretende Trümer.

Sehr auffällig ist es, dass im „glimmerreichen Gneiss" echte Pegmatitgänge nur selten, äusserst verbreitet dagegen Quarz-Adern und -Linsen zu finden sind, deren Fragmente in grösster Verbreitung auf allen Feldern herumliegen und bei der Feldbestellung abgelesen und zusammengehäuft werden. Manchmal, so z. B. in einem Hohlweg im Dorfe Johannesberg, lässt sich verfolgen, dass ein aus Quarz, Feldspath und spärlichem hellem Glimmer zusammengesetzter Gang mit Pegmatitstructur linsenförmig anschwillt und dann lediglich aus Quarz besteht. Dies legt die Vermuthung nahe, dass alle jene zahllosen Quarzknauern des „glimmerreichen Gneisses" weder ursprüngliche Bestandmassen desselben sind, noch auch Secretionen aus demselben während seiner Metamorphose, sondern dass dieselben in engstem Zusammenhang mit den granitischen Eruptionen stehen.

Die abweichende Beschaffenheit der unteren und der oberen Schichten des in Rede stehenden Complexes muss auf ursprüngliche Verschiedenheiten derselben zurückgeführt werden, nicht aber auf graduelle Verschiedenheiten ihrer contactmetamorphen Beeinflussung durch den Granit. Dieser scheint überall nur in geringer Tiefe unter den Schiefern anzustehen, da er in so flachen Einschnitten, wie z. B. dem Kahlthal, durch die Erosion blossgelegt worden ist.

5. Quarzit- und Glimmerschiefer.

Der Uebergang der vorigen Stufe in diejenige der Quarzitschiefer wird vorbereitet durch das Auftreten eines von Oberwestern in südwestlicher Richtung

---

wurde, ist auch auf Blatt Schaafheim—Aschaffenburg u. s. w. der Granit da, wo er sehr reich ist an Schiefereinschlüssen, mit einer besonderen Strichlage bedruckt worden, während grössere Schollen durch eigene Farben und scharfe Grenzen abgehoben sind.

bis nach Rückersbach zu verfolgenden Quarzitschieferzuges (Westerner Stufe Thürach's) im „glimmerreichen Gneiss". Die enge Zusammengehörigkeit beider Gesteinsgruppen ergiebt sich aber besonders aus der vielfachen Wechsellagerung beider in den unteren Theilen der Quarzitschiefergruppe. In dieser bilden die eigentlichen Quarzitschiefer das herrschende oder doch das am meisten hervortretende Gestein, da sie natürlich weit widerstandsfähiger gegen die Verwitterung sind als die glimmer- und feldspathreichen Gesteine. Erstere sind weiss, hellgrünlich, röthlich oder violett gefärbt. seltener dunkelröthlichgrau. Sie sind meist fein- und ebenschieferig, zeigen aber auch deutliche Hinneigung zu stängeliger Structur. In Folge dieser und einer starken Zerklüftung, welche im Aufschluss die Quarzitschiefer in ein Haufwerk scharfkantiger polyedrischer Trümmer auflöst, ist es nicht leicht, gut formatisirte Handstücke zu schlagen. Sehr oft sind Klüfte quer zur Schieferung entstanden, welche auf starke Streckung derselben hindeuten oder Fältelungen und Runzelungen auf den Schichtenflächen.

Der Glimmer der Quarzite ist ausschliesslich hell gefärbt, bisweilen schwach grünlich und hat an vielen Orten ganz das Aussehen des Sericites.

Durch Anreicherung des Muscovites gehen die Quarzitschiefer in Quarzitglimmerschiefer und diese in echte Glimmerschiefer über. Hierbei nimmt zugleich auch im Allgemeinen die Grösse der Glimmerblättchen zu und ihre Umrisse werden regelmässiger. Feldspath ist in den eigentlichen Quarziten und Glimmerschiefern selten zu finden, häufig dagegen Granat. Als Zwischenlagen zwischen jenen ersteren Gesteinen finden sich in den tieferen Schichten der Stufe, so z. B. bei Hörstein noch feldspathführende Schiefer, die auch kleine Staurolithe enthalten.

Auch schieferige Amphibolite bilden mehrfache Einlagerungen in den Quarzitschiefern; am Abtsberge bei Hörstein sind sie gut aufgeschlossen, wie dies Thürach und Bücking ausführlich schildern. Daselbst treten auch kleine Granit- und Pegmatitäderchen auf und nach Bücking in den glimmerreichen Lagen zwischen Rotheberg und Hüttelngesässhof „grosse Quarzausscheidungen" mit radialstrahligen Turmalinaggregaten, welche den Quarzknauern der „glimmerreichen Gneisse" entsprechen.

C. Jüngerer Gneiss.

Die Abtheilung der „jüngeren Gneisse" des Spessarts überlagert nach Bücking's Auffassung concordant diejenige der Glimmerschieferformation, und enthält nach diesem Autor Gesteinstypen, „welche sonst nirgends im Spessart auftreten". Thürach dagegen ist geneigt, zwischen jenen beiden Abtheilungen eine grosse Verwerfung anzunehmen und die „jüngeren Gneisse" mit den „körnig-streifigen" zu parallelisiren.

Dieser letzteren Anschauung schliesst sich auch der Verfasser an, da sowohl in petrographischer als auch in topographischer Hinsicht die Quarzitschiefer vom jüngeren Gneiss scharf getrennt erscheinen. Denn es fehlen in dem letzteren alle Gesteine der Gruppe der Quarzit- und Glimmerschiefer mit Ausnahme von Hornblendeschiefern, die aber ja nur eine sehr untergeordnete und wenig charakteristische Rolle in dem Verbande der Quarzitschiefer spielen, während man doch erwarten müsste, falls wirklich Concordanz zwischen diesen und den jüngeren Gneissen herrschte, auch Quarzitschiefer als Einlagerung in jenen zu finden. Ferner setzen die Quarzitschiefer den höchsten Rücken des Vorspessarts zusammen, der im Hahnenkamm 437 m Meereshöhe erreicht, und steil nach NW zu einem flachwelligen Hügellande von 150—230 m Meereshöhe abfällt, in welchem der jüngere Gneiss auftritt. Sowohl Bücking als Thürach gliedern diesen letzteren in 2 Stufen,

6) Hornblendegneiss, wechsellagernd mit Biotitgneiss = Alzenauer Stufe (Thürach) und

7) Feldspathreicher Biotitgneiss = Trageser Stufe (Thürach).

Einen guten Aufschluss in den Gesteinen der unteren Stufe bietet ein grosser Steinbruch bei Kälberau. Daselbst sieht man in einem kleinkörnigen, meist deutlich parallelstruirten Gestein von hellgrauer oder hellröthlicher Farbe, welches völlig dem jüngeren Granit vom Wendelberg bei Aschaffenburg gleicht, zahlreiche Schollen dunkler, feinkörniger Biotitschiefer und, wo grössere Schollen fehlen, zahllose kleinste Schieferbrocken. Das ganze Gesteinsbild hat die grösste Aehnlichkeit mit manchen Partien des körnig-streifigen Gneisses. An anderen Stellen walten Hornblendeschiefer vor, wie bei Alzenau und zwischen Michelstadt und Albstadt, sowie südlich von Grossenhausen und Lützelhausen, während bei Neuses wieder Biotitschiefer herrschen.

Aus einem glimmerreichen Schiefer zwischen Grossenhausen und Bernbach beschreibt Thürach kleine Linsen von körnigem Kalk, welche er im Gegensatz zu Bücking als zweifellos primäre Bildungen und als Analoga der

körnigen Kalke von Gailbach u. s. w. betrachtet. Auch der Verfasser muss sich nach den beim Besuche der Bernbacher Hohl gewonnenen Eindrücken dieser Ansicht Thürach's unbedingt anschliessen. Diese Beobachtung erhöht noch die Wahrscheinlichkeit der Auffassung Thürach's, dass der „jüngere Gneiss" dem „körnig-streifigen" entspricht und nur in Folge von Verwerfungen nochmals zu Tage tritt.

Die Granite und Schiefer werden an zahlreichen Stellen von Pegmatitgängen durchsetzt, deren Ausbildung genau dieselbe ist, wie in den Aufschlüssen bei Gailbach, Schweinheim u. s. w.

Es ist noch hervorzuheben, dass diejenigen Aufschlüsse im jüngeren Gneisse, welche der vermutheten Verwerfungsspalte am nächsten liegen, von zahlreichen, fein gestreiften Gleitflächen durchsetzt werden, wie man dies z. B. in dem erwähnten Steinbruch bei Kälberau sieht.

Die Biotitgneisse der oberen (Trageser) Stufe, so benannt nach dem Hofe Trages, in dessen Nähe sie gut aufgeschlossen sind, können unbedenklich als j ü n g e r e r G r a n i t angesprochen werden, der hier ziemlich arm an Schiefereinschlüssen ist. Pegmatit- und Aplitgänge setzen auch hier auf, besonders oft die ersteren.

Auch Bücking ist geneigt, die jüngeren Gneisse für Granite und Syenite zu halten, welche zwischen Sedimente eingepresst, diesen nunmehr als Lager eingeschaltet erscheinen und welche durch Gebirgsdruck schieferig geworden sind.

Wichtig für die tektonische Auffassung des Spessarts ist das von Thürach constatirte Vorkommen von Geröllen der unteren Stufen des Grundgebirges im Rothliegenden des Schäfernberges nördlich von Alzenau, welche, wie er wohl mit Recht annimmt, nicht weither transportirt sind, sondern im Untergrunde anstehen. Auch dies würde sehr dafür sprechen, dass die jüngeren Gneisse nur durch Verwerfungen wieder zu Tage geförderte Theile der tieferen Abtheilungen des Spessarter Grundgebirges darstellen.

II. Uebersicht der Structurverhältnisse der krystallinen Spessartgesteine.

Wie aus den bisherigen Darlegungen hervorgehen dürfte, setzt sich das krystalline Grundgebirge des Spessarts zusammen aus einem System von S c h i e f e r g e s t e i n e n, welche später von G r a n i t e n i n j i c i r t und m e t a m o r p h o s i r t worden sind. Es dürfte sich daher empfehlen, zuerst jene älteren

Gesteine zu betrachten und zu untersuchen, welche Rückschlüsse sich etwa aus ihrer gegenwärtigen auf ihre frühere Beschaffenheit ziehen lassen und dann erst die Intrusivgesteine zu betrachten.

A. Die Schiefergesteine.

Ihrem Auftreten nach lassen sich die Schiefergesteine des Spessarts in zwei Gruppen sondern, deren erste aus den geschlossenen Schiefermassen besteht, innerhalb deren sich zwar noch jüngere Injectivmassen finden, aber doch nur in untergeordneter Weise, während die zweite die isolirten, mitten im Eruptivgestein sitzenden Schieferpartien umfasst, welche in ihren Dimensionen von grossen, langgestreckten, viele Meter mächtigen Schollen bis zu winzigen, kaum mit blossem Auge erkennbaren Bröckchen herabsinken. Gewissermassen eine Zwischenstellung nimmt die von Thürach als „Schweinheimer Gneiss" bezeichnete Schieferzone ein, deren Ausstrich eine Breite bis zu 1000 m erreicht, was bei dem im allgemeinen sehr steilen Einfallen einer Mächtigkeit von mehreren Hunderten von Metern entspricht. Dieselbe wird auch beiderseits von granitischen Massen umgeben und randlich vielfach von ihnen durchtrümert, während sie im Innern nur wenig eruptives Material enthält.

Der petrographischen Ausbildung nach kann man die Schiefer unterscheiden in:

a) Quarzitschiefer und Quarzitglimmerschiefer,
b) Glimmerschiefer,
c) Glimmer- und feldspathreiche Schiefer, z. Th. auch reich an Staurolith (Staurolithschiefer),
d) Kalksilicathornfelse,
e) Körnige Kalke,
f) Metamorphe Grauwacken und Sandsteine und
g) Amphibolgesteine (schieferige und massige).

Es soll nun jede dieser Gruppen für sich mit Bezug auf ihre petrographische Beschaffenheit unter besonderer Berücksichtigung ihrer Structurverhältnisse geschildert werden, wobei sich zugleich noch Gelegenheit finden wird, Einiges über die Verbandsverhältnisse nachzutragen. Bei dieser Betrachtung sollen geschlossene Schiefermassen und isolirte Einschlüsse in den Eruptivgesteinen nicht getrennt werden, da sich bei der späteren Besprechung

der Eruptivgesteine etwaige Verschiedenheiten der isolirten Einschlüsse gegenüber den als geschlossene Massen auftretenden Schiefergesteinen noch besonders betonen lassen werden.

a) Quarzitschiefer und Quarzitglimmerschiefer.

In den senkrecht zur Schieferungsebene, besonders deutlich aber in den auch zugleich senkrecht zum Streichen der Gesteine angefertigten Schliffen erkennt man als hauptsächliche Gemengtheile Quarz und einen hellen Glimmer. Der Quarz bildet ein dichtgeschlossenes Aggregat kleiner, meist nach einer Dimension in die Länge gezogener Körnchen, welche nur in seltenen Fällen Krystallumrisse erkennen lassen, gewöhnlich aber mit welligen oder zackigen Begrenzungen in einander verzahnt sind. Siehe Tafel V, Fig. 2. Die Körnchen stossen meist ganz direct aneinander, sodass ihre Grenzen im gewöhnlichen Lichte nur schwer erkennbar sind. Man bemerkt zwar hier und da auf den Oberflächen der Körnchen trübe, schmutzigbraune Theilchen von äusserst winzigen Durchmessern — jedenfalls Eisenoxyde — wird dieselben aber wohl in den meisten Fällen als spätere Infiltrationen in die durch Temperaturveränderungen oder jüngere Gebirgsbewegungen aufgelockerten Gesteine betrachten dürfen.

Zwischen gekreuzten Nicols zeigen besonders die parallel zum Streichen des Gesteines angefertigten Schliffe oft eine auffällige Gleichförmigkeit in der optischen Orientirung der einzelnen Quarzkörnchen, sodass in gewissen Stellungen eine grosse Anzahl derselben gleichzeitig dunkel wird.

Das ganze Aggregat von Quarzkörnchen besitzt vollkrystallinen Charakter. Vergebens sucht man nach Körnern, welche durch eine abweichende Beschaffenheit, etwa zahlreiche fremde Einschlüsse u. dgl. der Hauptmasse gegenüber die Rolle klastischer Körner spielten. Man findet auch nirgends in den einzelnen Körnern etwaige Kerne, die sich gegen eine anders beschaffene Quarzhülle abheben, so wie dies in vielen Sandsteinen die klastischen, von „ergänzender" Kieselsäure umrandeten Quarzkörner zeigen. Da nun aber doch kaum anzunehmen ist, dass unsere Quarzitschiefer ursprünglich so abgelagert worden sind, wie sie sich gegenwärtig darstellen, muss man dieselben als vollständig umkrystallisirte Gesteine betrachten.

Hierfür spricht auch noch deutlich die Ausbildungsweise des Glimmers, welcher in dünnen, oft rundum regelmässig begrenzten Blättchen theils zwischen den Quarzkörnchen, theils aber inmitten derselben auftritt, oft so, dass eine Lamelle durch mehrere Quarze hindurchreicht. Die regelmässige Form lässt

auch den Muscovit zweifellos als eine Neubildung erkennen, da die Glimmerblättchen dort, wo sie in klastischen Gesteinen als allothigene Elemente auftreten, stets recht unregelmässige Umrisse besitzen. Die Art aber, in welcher der Glimmer vom Quarz umschlossen wird, zeigt, dass er älter ist als dieser und dass erst nach seiner Ausscheidung das Quarzkörneraggregat krystallisirte. Die allotriomorphe Beschaffenheit dieses letzteren, die übereinstimmende optische Orientirung zahlreicher Körner und endlich die in undulöser Auslöschung sich äussernden Spannungserscheinungen, welche man vielfach im polarisirten Lichte beobachtet, erwecken die Vermuthung, dass die Krystallisation des Quarzes sich unter hohem Drucke vollzog, welcher wohl auch die parallele Richtung der Muscovitblättchen bedingte. Dieser Parallelismus herrscht übrigens nicht ganz streng vor, denn, wenn auch in Schliffen senkrecht zur Schieferung und parallel zum Streichen des Gesteines die Durchschnitte der Glimmerblättchen fast sämmtlich gleichgelagert erscheinen, so sieht man doch im Schliff quer zum Streichen manche Blättchen, welche schräge oder senkrecht zu den parallel verlaufenden anderen gerichtet sind. Es liegen somit zwar die basischen Endflächen der Glimmerblättchen parallel zum Streichen des Gesteines, bilden aber im Uebrigen mit der Hauptschieferungsebene desselben alle möglichen Winkel. Hierdurch wird nun eine fast an allen Stellen deutlich erkennbare stängelige Structur bedingt. Siehe Tafel V, Fig. 1.

Neben dem Muscovit erwähnt Thürach auch den Biotit als Gemengtheil mancher Quarzitschiefer, besonders der unteren Schichten. Verfasser konnte — ebenso wie Bücking — dies Mineral in den eigentlichen Quarzitschiefern nicht entdecken und möchte annehmen, dass Thürach's Angabe sich mehr auf die Glimmerschiefer bezieht, was allerdings aus seinen Worten nicht deutlich zu entnehmen ist. Dagegen kann er das Vorkommen von lebhaft grünem Glimmer, der nach Thürach chromhaltig ist, in manchen Quarzitschiefern von Huckelheim und Unter-Western bestätigen.

Unter den accessorischen Gemengtheilen ist Granat der häufigste. Er bildet theils rundliche Körnchen, theils gut ausgebildete Rhombendodekaëder. Zirkon ist fast überall vorhanden, allerdings nur in vereinzelten Kryställchen, viel häufiger aber Rutil in den bekannten braungelben, scharf ausgebildeten Nädelchen oder etwas gedrungeneren Krystallen.

Dagegen fehlt Turmalin in allen vom Verfasser gesammelten Handstücken und den daraus hergestellten Schliffen.

Häufig sind opake Eisenerzkörnchen und blutrothe Eisenglanzblättchen.

Sehr gewöhnlich ist das Auftreten von Flüssigkeitseinschlüssen, die auf deutlich erkennbaren Spaltrissen[1]) quer durch die Quarzkörnchen und Glimmerblättchen hindurchsetzen, hierdurch ihre Entstehung nach der Verfestigung der Quarzitschiefer documentirend. Oft treten dieselben auch in breiten Streifen auf, die manchmal in einander verschwimmen, so dass viele Stellen in den Schliffen durch deren Anwesenheit ganz trübe erscheinen. Selten aber sieht man in einzelnen Quarzkörnern kleine, rundliche Gruppen von Flüssigkeitseinschlüssen, welche anscheinend ringsum von Quarzsubstanz umgeben werden und primären Ursprunges sind.

An sehr vielen Stellen sind die Quarzitschiefer von so zahlreichen Gleitflächen durchsetzt, dass sie sich beim Anschlagen in lauter polyedrische Fragmente zertheilen. Präparate aus solchen Gesteinspartien lassen starke, nachträglich entstandene Pressungserscheinungen sehr deutlich wahrnehmen. Die Quarzkörnchen sind daselbst zu einem sehr feinen Aggregat von ganz unregelmässig verzahnten Körnchen zerquetscht und lassen eine durch den Gebirgsdruck bewirkte gleichförmige Lagerung eines grossen Theils dieser Fragmente erkennen. Die Glimmerblättchen haben in solchen gequetschten Gesteinen ihre regelmässigen Begrenzungen eingebüsst und sind in ein Haufwerk feiner Sericitschüppchen aufgelöst, die sich schon bei der Betrachtung mit blossem Auge deutlich von den intacten Glimmerblättchen unterscheiden lassen.

Die oben ausgesprochene Ansicht, dass der Quarzitschiefer ein contactmetamorphes Umwandlungsprodukt eines Sandsteines darstelle, findet eine wesentliche Stütze durch die Beobachtungen von Barrois[2]) über die Umwandlungen des untersilurischen Scolithus-Sandsteins am Granit von Guémené in der Bretagne. Jener Sandstein nämlich ist bis auf etwa 400 m von der Granitgrenze in einen Biotitquarzit umgewandelt worden, der sich als völlig umkrystallisirt erweist, während in grösserer Nähe des Contactes Sillimanitquarzit und an der Grenze selbst feldspathführender Quarzit anstehen. Nun sind zwar granitische Injectionen in dem Quarzitschiefer anscheinend sehr selten, aber die von Thürach ausführlich geschilderte und auf dem Wege von Hörstein nach Hohl gut aufgeschlossene Wechsellagerung des Quarzitschiefers mit Hornblendegesteinen, Glimmerschiefern und feldspathführenden Staurolithschiefern, welche sich als zweifellos contactmetamorphe Gesteine zu

[1]) Dieselbe Ansicht hat schon Bücking ausgesprochen (l. c. S. 98 Anm.), nachdem er vorher der sogleich zu erwähnenden Pressungserscheinungen gedacht hat.

[2]) Ann. soc. géol. du Nord. Lille XI. 1884.

erkennen geben, beweist, dass auch die Umwandlung des Quarzitschiefers auf Contactmetamorphose zurückzuführen ist. Echt granitische Gänge konnte der Verfasser in dem von Bücking und Thürach beschriebenen Profil am Abtsberge bei Hörstein erkennen und der auf Seite 145 von Thürach aufgeführte „glimmerarme bis glimmerfreie Gneiss" vom Stutz bei Hörstein mit 77,07% SiO_2 dürfte gleichfalls denselben zuzurechnen sein. Jedenfalls deuten auch diese Ganggesteine auf das Vorkommen von Granit in geringer Tiefe unter dem Quarzitschiefer hin.

Durch Zunahme des Glimmergehaltes gehen die Quarzitschiefer in Quarzitglimmerschiefer über, mit denen sie in unendlich oft wiederholter Wechsellagerung stehen, welche aber bei einer Durchwanderung des Gebietes unter den an der Oberfläche liegenden Lesesteinen ihrer leichteren Zerstörbarkeit wegen weniger auffallen. Im Uebrigen gilt von diesen mit Rücksicht auf ihre Structur und ihre mineralische Zusammensetzung das über die Quarzitschiefer Gesagte.

b. Glimmerschiefer.

Die Glimmerschiefer gehen aus den Quarzitglimmerschiefern durch noch stärkere Anreicherung des Glimmers hervor, beweisen aber ihre enge Zusammengehörigkeit mit jenen dadurch, dass sie oft, selbst innerhalb so kleiner Dimensionen, wie sie ein gewöhnlicher Dünnschliff besitzt, Einlagerungen von quarzitschieferartigen Bändern erkennen lassen, eine Structur, welche im Grossen das von Thürach Seite 145 abgebildete Profil bei Unterwestern darbietet, in welchem man linsenförmige Quarzitschiefermassen in regelmässigster Wechsellagerung mit Glimmerschiefern erblickt. Auch Bücking's Beobachtungen stimmen völlig mit dieser Anschauung überein. Aber auch in den tieferen Schichten der Staurolithschiefer finden sich noch echte Glimmerschiefer, manche noch mit recht quarzitischem Habitus wie in dem Steinbruch nordwestlich vom Dorfe Wenighösbach — an der von Bücking auf seiner Karte mit der Signatur „q" bezeichneten Stelle und im Einschnitt des Weges von jenem Dorfe nach Feldkahl.

An der Zusammensetzung der Glimmerschiefer betheiligen sich neben dem Muscovit mehr oder weniger reichlich Biotit, Quarz, von welchem letzterem das bei den Quarzitschiefern Gesagte gilt, oft recht viel Magneteisen, ferner Granat sowie ab und zu einige Feldspathkörner, Eisenglanz, Rutil, Zirkon, Apatit (sehr spärlich) und oft in grösster Menge winzige, opake, von Thürach als Graphitoïd bestimmte Partikel.

Bisweilen bestehen ganze Schliffe oder grosse Theile derselben aus dicht gedrängten Glimmerblättchen, zwischen denen nur spärliche, linsenförmige Quarzkörnchen liegen, während andere eine gleichmässigere Vertheilung von Glimmerhäuten in einem mosaikartigen Quarzaggregat zeigen. Sehr glimmerreich ist z. B. ein Schiefer aus einem Steinbruch am Westende von Glattbach, der dort mit typischem Staurolithschiefer wechsellagert.

Granat und Feldspath, ersterer meist in rundum ausgebildeten Krystallen, beide Mineralien aber sehr reich an rundlichen oder eckigen Quarzkörnchen, verleihen durch ihr gewissermaassen porphyrisches Auftreten manchen Glimmerschiefern das Aussehen von Knoten- oder Fruchtschiefern, wie sie aus vielen Granitcontacthöfen bekannt sind. Sie drängen, oft noch von Quarzaggregaten ganz oder theilweise umgeben, die sich eng anschmiegenden Glimmerblättchen auseinander und erzeugen so eine schwach höckerige Beschaffenheit der Schichtungs- oder Schieferungsflächen.

Häufig zeigen die Glimmerschiefer eine äusserst complicirte Fältelung, wie z. B. ein solcher aus dem Thälchen, welches von den „sieben Wegen“ östlich von Hörstein nach Wasserlos herabzieht. Das durch reichliches Graphitoïd grau gefärbte Gestein enthält zahlreiche, bis 0,5 cm grosse Rhombendodekaëder eines meist schon ganz in Brauneisenerz umgewandelten Granates und quarzitische, allen Faltungen sich anschliessende Lagen.

Der vollständig unversehrte Zustand der Granatkrystalle zeigt deutlich, dass dieselben erst nach der Ausbildung der Falten auskrystallisirten, dass jedenfalls die Faltung nicht in dem völlig verfestigten Gestein vor sich ging.

Fig. 4, Tafel IV zeigt einen Querschliff dieses interessanten Schiefers.

Die oben erwähnten Glimmerschiefer aus dem Steinbruch nordwestlich von Wenighösbach und aus dem Einschnitte der Strasse von diesem Dorfe nach Feldkahl nehmen dadurch eine Mittelstellung zwischen dem eigentlichen Glimmerschiefer und den Gesteinen der folgenden Gruppe ein, dass sich in manchen ihrer Schichten auch Feldspath am Aufbau des Gesteinsgewebes betheiligt, nicht in knotenartig hervortretenden Körnern, sondern in solchen Individuen, welche mit den Quarzkörnchen ungefähr gleiche Grösse besitzen.

Aus dem kleinschuppigen Aggregat von Glimmerblättchen, das die Schichtflächen des Gesteines bedeckt, heben sich dunkle, unregelmässig oder rundlich umgrenzte, gewöhnlich schwach hervorragende Flecke ab, die ziemlich vereinzelt liegen. Im Querschliff erscheinen sie als lang-linsenförmige Körper, die aus einem äusserst feinschuppigen Haufwerk winziger Blättchen

oder Nädelchen bestehen. Dieselben sind schwach grünlich gefärbt und bieten in ihrer ganzen Anordnung das Bild von Zersetzungsprodukten des Cordierits. Es konnten jedoch nirgends frische Reste des Minerals, aus dem sie entstanden sind, aufgefunden werden.

Dass der Schiefer nach seiner völligen Verfestigung noch Bewegungen ausgesetzt war, ergibt sich aus dem Vorhandensein äusserst feiner Querklüfte, die mit lebhaft grünen, oft zu radialstrahligen Aggregaten angeordneten Chloritblättchen erfüllt sind. Jedoch hat durch diese, jedenfalls nur sehr geringen Bewegungen, welche eine Streckung des Gesteins veranlassten, dessen Structur im Uebrigen keinerlei Veränderung erlitten.

c. Glimmer- und feldspathreiche Schiefer (Staurolithschiefer z. Th.).

Die hierher gehörigen Schiefergesteine bauen einerseits in der Hauptsache die Bücking'sche Stufe des „glimmerreichen Gneisses" (= Staurolithgneiss Thürach's) auf, anderseits sind sie theils in Form gewaltiger Schollen (Schweinheimer Stufe Thürach's), theils in kleineren Massen, die bis zu Bröckchen von fast mikroskopischer Kleinheit herabsinken, den Graniten eingebettet. Beide Gruppen lassen trotz grosser Uebereinstimmung in den Hauptzügen doch gewisse Verschiedenheiten in ihrer Structur und Zusammensetzung erkennen, die oft schon mit blossem Auge wahrgenommen werden können.

Sie bestehen aus Biotit, Muscovit, Feldspath und Quarz als Haupt- und Staurolith, Granat, Magnetit, Apatit, Turmalin, Eisenglanz, Rutil und Zirkon als Nebengemengtheilen. Stellenweise tritt noch Graphit hinzu. Sillimanit, den Thürach als überaus verbreitet in allen hier zu besprechenden Schiefern bezeichnet, ist nach den Beobachtungen des Verfassers lediglich auf den Contact der letzteren mit Pegmatitgängen beschränkt.

Als älteste Gemengtheile unserer Schiefer geben sich die Eisenerze, Rutil, Zirkon und Turmalin zu erkennen, da sie in ringsum wohlausgebildeten Kryställchen als Einschlüsse in den übrigen enthalten sind. In derselben Rolle treten auch Quarz, Biotit, Muscovit und Granat sehr häufig auf, wobei allerdings Quarz und Glimmer sehr oft, seltener der Granat nicht als scharfe Krystalle, sondern als kuglige oder elliptische Körnchen, beziehungsweise auch Blättchen, ausgebildet sind. Die nächst jüngeren Bildungen sind Apatit, Staurolith und Granat;

erst nach diesen krystallisirte die Hauptmenge des Glimmers aus, da zu beobachten ist, dass die grösseren Glimmerblättchen fast überall an jenen abstossen, nur selten aber in sie eindringen. Hierauf gelangte der Feldspath und zum Schluss der Quarz zur Ausscheidung. Es sind demnach die Gemengtheile unserer metamorphen Schiefer in derselben Reihenfolge fest geworden, wie die entsprechenden der Granite. Dabei ist aber die Structur der ersteren — trotz der beiden Gesteinsgruppen gemeinsamen, oft hoch entwickelten Parallelstructur — so verschieden von derjenigen der letzteren, dass im Dünnschliff, besonders im Querschliff, beide auf den ersten Blick durch das Mikroskop zu unterscheiden sind.

Der Glimmer gehört in der Hauptsache zum Biotit. Muscovit ist aber — wenigstens in der Gruppe der „glimmerreichen oder Staurolithgneisse" — fast stets neben jenem vorhanden, und beide sind häufig, theils mit den basischen Endflächen, theils in unregelmässiger Art, unter einander verwachsen.

Im Gegensatz zu den oben erwähnten kleinen Blättchen, die als Einschlüsse in den anderen Gesteinsgemengtheilen verbreitet sind, haben die grösseren, selbständig auftretenden Glimmerblättchen oft unregelmässige Begrenzungen in der Prismenzone. Als Einschlüsse in ihnen finden sich besonders Magnetitoktaëder, Hämatitblättchen, Zirkone, Rutil, Granat — bisweilen auch Turmalin — seltener Quarz. Um die Zirkone ist sehr häufig der bekannte dunkle Hof zu sehen.

Die Glimmerlamellen sind bald dicht gedrängt und in paralleler Stellung zu fortlaufenden Bändern geschaart, innerhalb deren sich allerdings auch recht häufig schräge oder quer gestellte Blättchen finden, bald treten sie nur gruppenweise, seltener ziemlich vereinzelt auf. Im ersteren Falle nähern sich die Schiefer in ihrem Aussehen dem Glimmerschiefer, im letzteren mehr dem „Gneiss".

Faltungen und Fältelungen unserer Schiefer — eine ausserordentlich verbreitete Erscheinung — geben sich besonders deutlich im Querschliff der Gesteine in der Anordnung der Glimmerlamellen zu erkennen. Fig. 5, Tafel II zeigt den Querschliff eines solchen gefältelten, glimmer- und staurolithreichen Schiefers, welcher an der Strasse von Wenighösbach nach Feldkahl ansteht, kurz bevor dieselbe ihren höchsten Punkt erreicht. Man erkennt hier ganz sicher, dass die sehr zahlreichen Glimmerblättchen des Schiefers zu jenen Sätteln und Mulden aufgestaucht sind, welche sich schon im Handstück dem blossen Auge

bemerkbar machen; ebenso erkennt man, dass diese Faltungen nicht durch Schleppungen an Verwerfungsklüften bedingt sind. Denn einerseits weisen die Glimmerlamellen selbst keinerlei Zerreissungen auf und die von ihnen gebildeten Falten ebnen sich auf sehr kurze Entfernungen wieder aus, setzen aber nicht längs gerader Linien durch die ganze Gesteinsmasse fort, wie denn auch überhaupt keine Klüfte oder Spalten zu sehen sind. Dann sind aber auch anderseits häufig gerade unter den Scheitelpunkten der Fältchen langgestreckte Staurolithkrystalle, welche doch, falls die Faltung sich im völlig verfestigten Gestein vollzogen hätte, Zerbrechungen oder Zerreissungen zeigen müssten. Da dies nun aber nicht der Fall ist, vielmehr alle langgestreckten Staurolithe und Feldspäthe trotz ihrer Lagerung quer zur Mittellinie der Falten weder Zerstückelung noch auch — wie die Betrachtung im polarisirten Lichte zeigt — Beeinflussung in ihrer krystallographischen Orientirung, die doch in ungleichmässiger Auslöschung sich äussern würde, erfahren haben, so muss man annehmen, dass die Fältelungen des Schiefers vor seiner Verfestigung entstanden sind. Es lässt sich daher die Vorstellung nicht abweisen, dass die Schiefer zu jener Zeit sich in einem höchst plastischen Zustande befanden, und dass die dünnen, leicht beweglichen Glimmerblättchen in Folge desselben ihre gegenwärtige Lagerung einzunehmen vermochten, ohne zerbrochen oder zermalmt zu werden, während die Staurolithe, wohl in Folge ihrer grösseren Masse, sich mit ihren Verticalaxen in der Richtung jenes Druckes anordneten und zwar sehr häufig so, dass sich über ihnen kleine Glimmerfältchen aufbäumten.

Der Feldspath tritt in zwei verschiedenen Ausbildungsformen auf, nämlich einerseits in kleinen Körnern, die mit Quarz zusammen ein Aggregat bilden, welches in den mittelkörnigen Abarten des Schiefers als allotriomorph, in den feiner gekörnten dagegen als hypidiomorph bezeichnet werden muss, anderseits in grösseren, fast augenartig hervortretenden Individuen. Letztere kommen vorwiegend im Bereich des „Staurolithgneisses“, also den Schiefern nördlich einer aus der Gegend von Aschaffenburg in nordöstlicher Richtung gezogenen Linie vor, während die südlich hiervon auftretenden Schiefer mit wenigen Ausnahmen gleichmässigeres und feineres Korn besitzen. Das Gleiche gilt auch von denjenigen glimmer- und feldspathreichen Schiefern, die nördlich von der auf Seite 192 angenommenen grossen Verwerfungslinie liegen, welche den Quarzitschiefer von dem „jüngeren Gneiss“ des Spessarts trennt. Auch diese Schiefer stehen in einem gewissen Gegensatze zu denen der Abtheilung des „glimmerreichen Gneisses“, lassen dafür aber die grösste

Aehnlichkeit mit denjenigen aus der Gruppe des „Schweinheimer“ und des „körnig-streifigen Gneisses“ erkennen, eine Uebereinstimmung, welche gleichfalls in hohem Grade für die Richtigkeit der Ansicht Thürach's spricht, dass der „jüngere Gneiss“ nur eine durch jene Verwerfung wieder zu Tage geförderte Masse des „körnig-streifigen Gneisses“ darstellt.

Die Feldspathaugen erreichen manchmal in ihrer grössten Ausdehnung 2 cm und scheinen zum allergrössten Theil Plagioklase zu sein, deren hohe Auslöschungsschiefe auf die kalkreicheren Glieder der Reihe hindeutet.

Fast alle strotzen von Einschlüssen, unter denen solche von Quarz — in rundlichen oder auch eckigen Körnchen — unbedingt vorherrschen. Diesen zunächst an Häufigkeit stehen die Magnetitkörnchen, sodann Glimmerblättchen (besonders Biotit), dann, viel seltener, Zirkon und Granat. Bisweilen sind kleine Turmalinsäulchen sehr reichlich vorhanden, manchmal viele Einzel- oder Zwillingskrystalle von Rutil, diese aber stets in weit gedrungeneren Formen als die Rutilnädelchen der Thonschiefer; ein ziemlich grobkörniges Schiefergestein, das auf der Höhe zwischen Feldkahl und Königshofen ansteht, wimmelt von winzigen, blassrothen Granaten in Rhombendodekaëdern.

Im polarisirten Lichte bieten die Feldspathaugen in Folge dieser skelettartigen Ausbildungsform ein sehr buntes Bild dar. Die Einschlüsse sind oft so dicht gedrängt, dass ihre Substanz diejenige des Wirthes an Masse zu übertreffen scheint. Aus diesem Grunde ist auch die Zwillingsstreifung der Feldspathaugen meist nur in sehr dünnen Schliffen deutlich zu sehen. Siehe Tafel V, Fig 4 und 5.

Die Anordnung der Einschlüsse wird nicht durch die Krystallisation des Feldspathes bedingt; sie ist in vielen Fällen anscheinend ganz unregelmässig. Oft aber ordnen sich auch sämtliche Einschlüsse mit ihren längsten Durchmessern in parallelen Reihen an von geradem oder gewundenem Verlauf, wie dies letztere Fig 6, Tafel V zeigt. Da in allen diesen Fällen, wie dasselbe Bild erkennen lässt, die Zwillingsstreifung des Feldspathes völlig unabhängig von der Richtung jener Einschlussreihen verläuft, und da sich besonders auch keine mechanischen Deformationen am Feldspath finden, kommt man wieder zu dem Schlusse, dass die Quarzkörnchen, Erzkryställchen u. s. w. in einer plastischen, starkem Drucke ausgesetzten Masse sich ausschieden und dass die Krystallisation ihrer Wirthe erst später erfolgte. Jedenfalls ist auch diese eigenthümliche Structur keinesfalls auf die Wirkung des Gebirgsdruckes auf das völlig verfestigte Gestein zurückführbar, sondern spricht

im Gegentheil dafür, dass nach der Verfestigung der Schiefer keine starken Druckwirkungen auf dieselben stattfanden.

Die Anschauung, dass die Schiefer während ihrer Metamorphose sich in einem plastischen Zustande befanden, wird durch die Beobachtung unterstützt, dass Glasröhren, welche man mit Wasser in geschlossenem Rohre längere Zeit erhitzt, durch diese Behandlung nicht nur zum Theil krystallin werden, sondern auch beträchtliche Aenderungen ihrer Form erfahren, sodass dieselben unter dem Einfluss des hohen Druckes und der hohen Temperatur eine Zeit lang plastisch geworden sein müssen. Es dürfte daher die Vorstellung nicht zu gewagt erscheinen, dass grosse Schiefermassen, welche der gewiss sehr hohen Temperatur ausgesetzt waren, die gewaltige, in sie hinein injicirte Granitmassen durch Zeiträume von enormer Länge bewahrten, und welche theils durch die ursprünglich auf ihren Schichtungsflächen und Spalten circulirenden Wässer, theils durch die aus dem Intrusivgestein stammenden wässerigen Mineralsolutionen durchtränkt wurden, unter dem Einfluss aller dieser Factoren und eines gewaltigen Druckes durch ihre ganze Masse hindurch — natürlich nach Aussen zu in abnehmendem Grade — eine Art von gelatinöser Beschaffenheit annahmen, sodass sich in ihnen eine völlige Neukrystallisation vollziehen, und dass zugleich die zuerst ausgeschiedenen Gemengtheile sich in der durch den immerfort wirkenden Gebirgsdruck vorgeschriebenen Weise unbehindert anordnen konnten.

Ganz analoge Structurverhältnisse zeigen nach E. Weinschenk[1]) die Einschlüsse von gefaltetem Gneiss im Centralgranit des Grossvenedigerstockes. „Man constatirt hier häufig, dass an einem neugebildeten Krystall von Feldspath, Turmalin, Glimmer oder Granat die gefalteten Schichten des umgebenden Gesteins nicht absetzen, sondern dass die Einschlüsse von Graphitoïd in dem Krystall selbst genau die Fortsetzung der Schichten mit all ihren Verbiegungen bilden, welche durch die Krystallisation des betreffeuden Minerals in keiner Weise gestört erscheinen. Sie ziehen sich in Windungeu und Faltungen durch die Krystalle hindurch und verlaufen am anderen Ende wieder in die normale Schichtung. Diese Gesteine waren also schon intensiv gefaltet, als die betreffenden Mineralien sich in ihnen ausbildeten, und da die Entstehung derselben nur der metamorphosirenden Einwirkung des granitischen Magmas zugeschrieben werden kann, so liefern sie den directesten Beweis dafür, dass das letztere erst nach dem Beginn der Faltung heraufgepresst wurde."

[1]) Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen. II. Abhandl. d. K. Bayer. Akademie d. Wissensch. II Cl. XVIII. Bd. III. Abth. S. 89 (739). München 1894.

Dass die Feldspathaugen jünger sind, als die Glimmerlamellen, ergiebt sich aus dem häufig zu beobachtenden Hineinragen eines Theiles der letzteren in jene Augen, während der grösste Theil diese umschmiegt, so dass es den Anschein gewinnt, als habe der Feldspath bei seiner Krystallisation die Glimmerblättchen auseinandergedrängt. Diese Verhältnisse werden deutlich veranschaulicht durch Fig. 4, Tafel V, welche auch die unregelmässige Form der schmalen Seiten des Feldspathes erkennen lässt; die in der Ebene des Schliffes ungefähr dreiseitig umgrenzten Räume zwischen diesen schmalen Feldspathflächen und den das ganze Feldspathauge umgebenden Glimmerlamellen werden von einem unregelmässigen Quarzfeldspathhaufwerk von derselben Ausbildungsweise wie in der Grundmasse des Gesteins ausgefüllt.

Im Gegensatz zu den grossen Feldspäthen ermangeln die kleineren des skelettartigen Habitus, wenn sie auch durchaus nicht selten ein oder mehrere fremde Körnchen umschliessen.

Auch die kleineren Feldspäthe der Grundmasse scheinen zum grösseren Theil Plagioklase zu sein. Da Thürach Seite 123 gerade die gegentheilige Ansicht vertritt, wurden zur näheren Untersuchung dieser Frage aus dem Pulver eines Schiefers vom Galgenberge bei Damm durch Methylenjodid Quarz und Feldspath von den übrigen Gesteinsgemengtheilen getrennt. Zur Entfernung des noch beigemischten Glimmers wurde das Pulver noch in kleinen Portionen wiederholt über glattes Schreibpapier gleiten gelassen. Das so fast völlig von Biotit- und Muscovitschüppchen befreite Material enthält nach der Bestimmung der Grossh. chem. Prüfungsstation zu Darmstadt

K_2O : 0,37 %
CaO : 2,57 „
Na_2O : 3,84 „

sodass sich also die Mengen von $K_2O : CaO : Na_2O$ verhalten wie

1 : 6,95 : 10,38.

Durch diese Bestimmung dürfte das entschiedene Vorwalten der Plagioklase vor dem Orthoklas in den betreffenden Schiefern wohl zweifellos erwiesen sein.

Thürach selbst theilt Seite 126 die von Schwager ausgeführte Analyse eines glimmerreichen Schiefers aus einem kleinen Steinbruch im Thale nordwestlich von Glattbach mit; er bezeichnet dasselbe ebenso wie dasjenige vom Galgenberge bei Damm als typisch. Dem gegenüber möchte jedoch der Verfasser bemerken, dass das Gestein aus dem anscheinend von Thürach gemeinten Bruche auffällig reich an hellem Glimmer, dagegen arm an Biotit,

Feldspath und Staurolith ist und sich wesentlich von demjenigen vom Galgenberge unterscheidet, welches letztere mit weit grösserer Berechtigung als ein Typus seiner „Staurolithgneisse“ bezeichnet werden kann.

Schwager fand:

$Si O_2$	60,96
$Al_2 O_3$	18,40
$Fe_2 O_3$ / $Fe O$	9,83
$Ti O_2$	1,49
$Ca O$	0,90
$Mg O$	1,64
$K_2 O$	5,48
$Na_2 O$	0,52
$Li_2 O$	Spur
Glühverlust	1,40
	100,62

Der hohe Kaligehalt des Gesteines und im Gegensatz dazu die geringen Mengen von Magnesia, Kalk und Natron scheinen die vom Verfasser geäusserte Ansicht über die ungewöhnliche Zusammensetzung des Glattbacher Schiefers zu bestätigen.

Der Quarz ist im Allgemeinen weit ärmer an Einschlüssen wie der Feldspath und enthält auch nur in wenigen Fällen primäre Flüssigkeitseinschlüsse, öfters aber solche auf jüngeren, das Gestein durchquerenden Spältchen. Wo der Quarz als selbständiges Korn aufritt, ermangelt er — wie schon erwähnt — fast stets der gesetzmässigen Begrenzung, indem er die vom Feldspath übrig gelassenen Räume erfüllt. Manchmal findet man auch kleine, höchstens einige Millimeter starke schmitzen- oder linsenförmige Ansammlungen unregelmässig in einander verzahnter Quarzkörnchen. Wenn nun aber Thürach l. c. Seite 123 sagt: „Der Quarz ist meist ziemlich feinkrystallinisch, bildet aber sehr häufig ½—1 cm dicke Butzen, welche grösser werdend bis zu mehrere Meter mächtigen, meist linsenförmig umgrenzten Massen von derbem Quarz anschwellen, die im Gebiet des Staurolithgneisses ungemein verbreitet auftreten“, so zeigt dieser Satz recht deutlich, wohin es führen kann, wenn ein Beobachter keinerlei Rücksicht auf die genetischen Beziehungen der von ihm untersuchten Gesteine nimmt. Denn, welche Meinung man auch über die Entstehung jener Quarzlinsen haben mag, die der Verfasser Seite 190 in Beziehung mit den pegmatitischen Gängen

setzen zu müssen glaubte, wird man sich doch klar machen müssen, dass dieselben ein dem Schiefer, in welchem sie auftreten, völlig fremdes Element darstellen, das darum niemals mit den kleinen Quarzkörnchen der Schiefergrundmasse verglichen werden darf.

Unter den accessorischen Gemengtheilen nimmt der Staurolith den hervorragendsten Platz ein. Er findet sich fast ausschliesslich in solchen Individuen, welche schon mit blossem Auge wahrnehmbar sind und welche bis 2 cm lang und über centimeterbreit werden können. In den vom Verfasser untersuchten Schliffen bildet er nur einfache Krystalle, sodass die Zwillingskrystalle, die man ab und zu aus dem Verwitterungsschutt der Schiefer auslesen kann, doch im Ganzen ziemlich stark gegen jene zurückzutreten scheinen. Die Umrisse der Staurolithe sind selten ganzrandig, vielmehr meist ganz zerrissen und unregelmässig. Man kann überall nachweisen, dass sie dieselben dann den oft ausserordentlich zahlreichen Einschlüssen von Quarzkörnchen zu verdanken, infolge deren viele Staurolithkrystalle nur als Krystallskelette ausgebildet sind. An manchen Individuen, wie z. B. an dem in Fig. 3, Tafel V abgebildeten, sind zwar die Krystallumrisse streckenweise ganz deutlich und scharf ausgebildet, streckenweise aber durch jene Einschlüsse auch völlig verwischt. Trotzdem zeigen alle diese unregelmässig umrandeten und von Einschlüssen strotzenden Individuen, zwischen gekreuzten Nicols völlig einheitliche Orientirung. Bei dieser Zerrissenheit der Form ist es nicht zu verwundern, dass öfters im Schliff kleine Staurolithkörnchen oder häufiger noch Gruppen solcher angetroffen werden, welche vielleicht Thürach's Ansicht hervorgerufen haben, der Staurolith trete auch in mikroskopisch kleinen Körnchen auf (l. c. S. 124); es ist aber viel wahrscheinlicher, dass dieselben nur Theile grösserer, durch den Schliff aber nur eben berührter Individuen bilden. Jedenfalls fehlt in denjenigen Gesteinen, in welchen makroskopisch kein Staurolith nachzuweisen ist, derselbe auch in mikroskopischen Körnchen, so z. B. in gewissen Schichten der Schiefer vom Glasberg bei Schimborn, der Rückersbacher Schlucht und den Weinbergen bei Kleinostheim, während er oft dicht daneben wieder sehr reichlich auftritt. In den Schiefergesteinen südlich von einer nordöstlich über Aschaffenburg verlaufenden Linie, also besonders denen der Stufe des „Schweinheimer Gneisses“ und des „körnig-streifigen Gneisses“ scheint er nirgends vorhanden zu sein, ebensowenig auch in der Zone des „jüngeren Gneisses“.

Ausser Quarz umschliesst der Staurolith noch besonders häufig Magnetit, seltener Granat, Turmalin und Biotit. Letzterer ist dann meist in regelmässig umrandeten Täfelchen ausgebildet, die, wie schon erwähnt, mit zu den

ältesten Ausscheidungen der Schiefer gehören. Dagegen sieht man nur in seltenen Fällen (vgl. Tafel V, Fig. 3) die grösseren Biotittafeln in den Staurolith eindringen, meist vielmehr scharf an ihm abstossen, sodass also letzterer in der Hauptsache älter ist als der Biotit. (Siehe Tafel III, Fig. 5.)

Noch allgemeinere Verbreitung besitzt der Granat, wenn er auch für gewöhnlich nicht in so grosser Menge auftritt, wie der Staurolith. Er wird im Dünnschliff mit hellröthlicher Farbe durchsichtig und erweist sich in allen Schliffen als isotrop und frei von Spannungen. Seine Durchschnitte besitzen theils rundliche, theils regelmässig vier- oder sechsseitige Form, wie man denn auch an den mit blossem Auge sichtbaren Granaten stets das Rhombendodekaëder erkennt. Dieselbe Form haben auch öfters mit Gas- oder Flüssigkeit erfüllte Hohlräume. Sonst enthält er sehr häufig massenhafte Quarzkörnchen, neben denen auch Magnetit, Biotit, ab und zu auch Turmalin, Zirkon und Rutil auftreten. In manchen Schliffen ist die Zersetzung des Granates zu Brauneisenerz deutlich zu verfolgen; in anderen wandelt er sich um in schuppige Aggregrate kleiner Chloritblättchen.

Der Turmalin ist ein sehr unregelmässig auftretender Gemengtheil, welcher vielerorts den Schiefern völlig fehlt. Mehrere Präparate enthalten ihn aber sehr reichlich und zwar nur in Form winziger, blaugrauer Säulchen. Die grösseren Turmaline, welche Thürach S. 124 als sehr häufig, fast in jedem Aufschluss vorhanden, erwähnt, sind wie der Sillimanit an den Contact mit Pegmatitgängen gebunden.

Recht spärlich ist der Apatit vorhanden und zwar vorwiegend in rundlichen Körnern, seltener in gut ausgebildeten Krystallen.

Alle hier beschriebenen Gemengtheile der in Rede stehenden Schiefer erweisen sich als Neubildungen; klastische Körner konnten nirgendswo in ihnen erkannt werden. Wie aus den obigen Schilderungen hervorgehen dürfte, ist demnach die Structur unserer Schiefer eine echt contactmetamorphe, welche die grösste Uebereinstimmung mit derjenigen von grobkörnigen Contactschiefern besitzt, z. B. den „Andalusitgneissen“ und „Andalusitglimmerschiefern“ der Umgegend von Strehla i. S., obwohl sie in ihrer mineralischen Zusammensetzung von diesen Gesteinen nicht unwesentlich abweichen.[1])

Hier möge noch im Anhange kurz ein interessantes grobkörniges, undeutlich schieferiges Gestein besprochen werden, das am Nordende des Dorfes

---

[1]) Erläuterungen zu Sect. Riesa-Strehla der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. S. 8. Zeitschrift d. Deutschen geolog. Gesellschaft. 1892. S. 550.

Wenighösbach am Wege nach Feldkahl ansteht. Das von Thürach auf S. 127 abgebildete Profil, welches das Auftreten dieses Gesteines veranschaulicht, ist in Folge der hochgradigen Zersetzung der meisten Bestandtheile desselben zur Zeit fast ganz verstürzt. Wie aber aus Thürach's Abbildung und Beschreibung hervorgeht, bildet jenes Gestein eine anscheinend concordante Einlagerung in den vielfach gefältelten staurolithreichen Schiefern, die von älterem, porphyrischem (b in Thürach's Profil) und von jüngerem Granit (gn) gangförmig injicirt werden. In der erwähnten Figur sind die Gänge jüngeren Granites, welche im Querschnitt erscheinen, in stark schematisirter Weise als Linsen dargestellt.

Das hier zu besprechende, im Handstück dunkelgrau, mit schwarzen Flecken erscheinende Gestein zeigt in einer Grundmasse von grossen Feldspäthen (vorwiegend Plagioklasen) zahlreiche Biotitlamellen, Granatkrystalle, Staurolithe und Disthen in bisweilen büschelartig angeordneten Prismen, welche mehrere Centimeter lang und über centimeterbreit werden können. Fig. 3, Tafel II stellt einen Dünnschliff des Gesteines in ca. 4facher Vergrösserung dar. Derselbe zeigt als auffallendste Erscheinungen Biotitsäume um den oft sehr einschlussreichen Granat, Staurolithkörner von bedeutender Grösse und sehr unregelmässiger Form und Disthen. Unter dem Mikroskop erscheint dieser fast farblos mit blauen, verschwommenen Flecken. Auch schwarze, mehrere Centimeter lange Turmalinsäulen treten in diesem Gesteine auf. Da beide Mineralien, Turmalin in grossen Krystallen und Disthen, sonst nur in unmittelbarer Nachbarschaft der Pegmatitgänge aufsetzen, liegt die Vermuthung nahe, dass auch hier ein Pegmatitgang vorhanden ist (vielleicht die in Thürach's Profil mit f bezeichneten Stellen). In enger Verbindung mit dem granat- und staurolithreichen Gestein steht daselbst ein grünlichgraues, ebenfalls fast grobkörniges, feldspathreiches Gestein, in welchem aber Staurolith, Cyanit und Turmalin fehlen. Es enthält viele Magnetitkrystalle, die schon mit blossem Auge wahrgenommen werden können und erweist sich unter dem Mikroskop als sehr reich an Epidot in unregelmässigen Körnern. Die von zahllosen Einschlüssen erfüllten Feldspathkörner haben sehr unregelmässige Begrenzungen und gehören anscheinend sämmtlich zu den Plagioklasen.

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass von diesem Gestein ein allmählicher Uebergang in die später zu beschreibenden Kalksilicathornfelse stattfindet, wie denn auch in Thürach's Abbildung ein Hornblendegestein in der unmittelbaren Nähe desselben anstehend gezeichnet ist.

Schon mehrfach wurde im Vorhergehenden der Gegensatz betont zwischen den in geschlossenen Massen auftretenden Schiefern der Abtheilung des „glimmerreichen Gneisses“ und den nördlich und südlich hiervon gelegenen, welche als Schollen oder kleinere Fragmente im Granit auftreten und am Aufbau der Abtheilungen des „jüngeren Gneisses“ und der „älteren Gneisse“ theilnehmen, besonders an dem des „körnig-streifigen Gneisses“. Es ward auch schon hervorgehoben, dass die Schiefer der letzteren Gruppe sich von denen der ersteren durch feineres und gleichmässigeres Korn unterscheiden, sodass in jenen die einschlussreichen Feldspathaugen des „glimmerreichen Gneisses“ fehlen oder doch nur in sehr untergeordneter Weise auftreten. Hierzu kommt noch das völlige Fehlen des Staurolithes und des Turmalins, sowie das starke Zurücktreten des Muscovits. Während man nämlich den „glimmerreichen Gneiss“ als „zweiglimmerigen, feldspathreichen Schiefer“ bezeichnen kann, werden die übrigen Schiefer besser „feldspathreiche Biotitschiefer“ genannt. Zwar findet sich auch in ihnen nicht selten heller Glimmer, aber derselbe erweist sich theils aus den bei der Besprechung des älteren Granites anzuführenden Gründen als ausgebleichter Biotit, theils ist er an den Contact mit den Pegmatiten gebunden und dann als primärer Muscovit anzusprechen.

Die Biotitblättchen haben oft recht unregelmässige Formen und meist viel kleinere Dimensionen als in den zweiglimmerigen Schiefern. Die Feldspäthe, welche auch hier sich zum grossen Theil als Plagioklase erweisen, sind vielfach recht einschlussarm. Dass ihre Umrisse mit dem abnehmenden Korn des Gesteines an Regelmässigkeit gewinnen, ward schon oben besprochen. Auf der anderen Seite aber sieht man recht häufig auch rundliche Körner, bei deren Vorherrschen das Gestein sich sehr den weiter unten zu beschreibenden Grauwacken nähert. Indessen spricht die grosse Frische der Feldspäthe, ihre Verwachsung mit dem Biotit und ihre Führung von Einschlüssen — die trotz deren relativer Spärlichkeit doch ihren Wirthen ein ganz charakteristisches Aussehen verleihen — dafür, dass sie nicht als klastische Reste, sondern als Neubildungen aufzufassen sind. Aus denselben Gründen muss man dies auch von den Quarzen annehmen, unter denen sich keine sicher erkennbaren klastischen, oder besser gesagt, allothigenen Körner nachweisen lassen. In manchen Biotitschiefern ist der Granat recht verbreitet und verleiht denselben dann häufig das Aussehen von Knotenschiefern, wie sie z. B. an der Strasse von Gailbach nach Aschaffenburg zwischen jenem Dorfe und der Dimpelsmühle bei Schweinheim vielfach anstehen. Manche durch ihre dunkle Färbung auffallenden Schiefer (so z. B. in der Böschung des

Weges, der von der Strasse Aschaffenburg—Gailbach nach den Elterhöfen führt) sind reich an Graphit in runden oder sechsseitigen Blättchen. Nach Thürach kommt auch im Gebiet dieser Schiefer Graphit in kleinen Lagern (Laufach) und isolirten Knollen vor.

Sowohl die zweiglimmerigen als die Biotitschiefer sind nach den vorhergehenden Ausführungen als hochmetamorphosirte und gänzlich neukrystallisirte Gesteine zu betrachten, über deren ursprüngliche Beschaffenheit aus ihrer jetzigen Structur keinerlei sichere Schlüsse zu ziehen sind, während aber ihre Lagerungs- und Verbandsverhältnisse sie als umgewandelte Sedimentgesteine erkennen lassen. Dass die besprochenen Verschiedenheiten in ihrer mineralischen Zusammensetzung und ihrer Structur auf ursprüngliche Verschiedenheiten der betreffenden Gesteine vor ihrer Umwandlung zurückzuführen sind, nicht aber auf einen verschieden hohen Grad der letzteren, geht theils aus der vielfachen Wechsellagerung dieser Gesteine unter einander hervor, theils auch aus der Analogie mit anderen Contacthöfen um Granitmassive, so z. B. im Bereiche des Lausitzer Granites.

d) Kalksilicathornfelse.

Die Kalksilicathornfelse der Gegend von Wenighösbach setzen sich aus feinkörnigen bis dichten, schwarzen, grauen oder röthlichgrauen und aus klein- bis mittelkörnigen Schichten zusammen, in denen zahllose schwarze Hornblendekrystalle meist von 2—5, ab und zu aber auch bis 10 mm Länge ausgeschieden sind. Diese verschiedenartigen Lagen sind nun in der verschiedenartigsten Weise gefaltet, manchmal auch förmlich durcheinandergeknetet, sodass grössere Blöcke dieser Gesteine im frischen Anbruch ein äusserst auffallendes Bild geben. Fig. 3 auf Tafel IV stellt ein Handstück dieses Hornfelses in etwa halber natürlicher Grösse dar.

Unter dem Mikroskop lassen die feinkörnigen grauen oder röthlichen Lagen ihre Zusammensetzung aus Quarz und Epidot nebst Granat als Hauptgemengtheilen erkennen. Die Quarze zeigen nicht selten recht regelmässig sechsseitige Umrandung und verleihen dadurch dem Gestein eine typische Hornfelsstructur. Sie sind oft ganz dicht erfüllt mit winzigen Körnchen und Säulchen von Epidot. Dieser letztere hat in seinen grösseren Körnern meist ganz unregelmässige Begrenzung.

Die Granate, denen manche Gesteinslagen ihre röthliche Färbung verdanken, sind im Dünnschliff fast farblos; sie haben häufig zonar angeordnete winzige Einschlüsse von Quarz- und Epidotkörnchen. Sehr gewöhnlich sind

ihre Durchschnitte sechseckig, nicht selten aber auch rund. An manchen Stellen ist recht reichlich Magnetit anwesend, meist in sehr unregelmässigen Körnern, seltener in scharfen Oktaëdern. Hier und da finden sich auch Hämatitblättchen.

Diese hellen Lagen gehen theils allmählich, theils ganz unvermittelt in dunkle hornblendereiche über. Die Hornblendekrystalle zeigen oft in der Prismenzone scharfe Umrandung, sind aber an den Enden gewöhnlich sehr unregelmässig zackig gestaltet. Die Farbe der basischen Schnitte wechselt bei der Untersuchung mit dem Polarisator von einem hellen, bräunlichen Gelb bis zu tiefem Grünbraun; die Schnitte parallel zur Verticalaxe zeigen hierbei gelblichgrüne bis tief bläulichgrüne Färbung. Besonders die grösseren Hornblenden sind oft ganz durchsetzt von Quarz- und auch Epidotkörnchen.

Feldspath scheint den feinkörnigen und dichten Lagen völlig zu fehlen, stellt sich dagegen in den klein- und mittelkörnigen oft recht reichlich ein. Er ist gewöhnlich so erfüllt von Quarz- und Epidotkörnern, dass man seine wahre Natur nur an den dünnsten Stellen der Schliffe zu erkennen vermag. Dieselben zeigen dann stets eine vielfache Zwillingsbildung.

In ihrer ganzen Structur ähneln die feinkörnigen Schichten der eben beschriebenen Gesteine den „Epidothornfelsen" des Lausitzer Granitgebietes in hohem Maasse, unterscheiden sich aber von ihnen durch das Fehlen von Titanit und Biotit, sowie die sehr reichliche Betheiligung der Hornblende.

Wahrscheinlich sind auch diejenigen Gesteinslagen, welche die sogleich zu besprechenden körnigen Kalke umgeben, zum Theil zu den Kalksilicathornfelsen zu stellen; leider aber sind in den gegenwärtigen Aufschlüssen gerade diese Massen so zersetzt, dass eine mikroskopische Untersuchung derselben zu wenig Erfolg zu versprechen schien.

e) Körniger Kalk.

Die meist reinweissen, körnigen Kalke der Umgebung von Gailbach, Haibach und Laufach zerfallen im polarisirten Licht unter dem Mikroskop in ein Aggregat unregelmässig umrandeter, meist vielfach verzwillingter Körner, die nicht selten Durchmesser von mehr als 1 cm erreichen, so dass also diese Marmore als recht grobkrystallinisch zu bezeichnen sind. Thürach und Bücking zählen eine ganze Reihe von Mineralien aus dem Marmor auf, unter denen die wichtigsten Phlogopit und Serpentin sind.

Sehr verbreitet ist in diesen körnigen Kalken eine recht deutliche Kataklasstructur, indem Aederchen von kleinen Kalkspathkörnchen die grösseren Körner nach den verschiedenen Richtungen durchsetzen. Auch zeigen sich oft zwischen den grossen Körnern Säume von mosaikartig angeordneten kleinen, und nicht selten sind Verbiegungen der Zwillingslamellen zu beobachten. Diese Structur im Verein mit der starken Zerklüftung, welche soweit die Aufschlüsse zu beobachten gestatten, alle Lagen des körnigen Kalkes erfasst hat, deuten auf Verschiebungen nach der Krystallisation des Marmors.

In ihrem ganzen Auftreten und ihrer Structur zeigen die Marmorlager des Spessarts grosse Aehnlichkeit mit denen des Odenwaldes, speciell auch mit den bekannten Lagern von Auerbach an der Bergstrasse. Wie an diesem Orte im grossen, so scheinen auch in den Spessarter Marmoren in kleinerem Maassstabe Bruchstücke von Schiefergesteinen aufzutreten, eine höchst befremdliche, von den bisherigen Beobachtern noch nicht erklärte Erscheinung. Da zu hoffen steht, dass durch die ihrem Abschlusse nahen Untersuchungen von C. Chelius über die Bergsträsser Marmore die genetische Bedeutung derselben erkannt werden wird, beabsichtigt der Verfasser später im Anschluss an jene Untersuchungen nochmals näher auf die Spessarter Marmorlager einzugehen.

f) Metamorphe Sandsteine und Grauwacken.

α) Metamorphe Sandsteine.

Am Sternberg nordöstlich von Wenighösbach finden sich im Felde zahlreiche Blöcke und Fragmente eines ziemlich bröckeligen, röthlichen Sandsteines, der zwar nicht anstehend zu beobachten ist, jedoch nach der Art des Auftretens jener Bruchstücke daselbst jedenfalls als Einlagerung in den glimmerreichen Schiefern vorkommt. Das Gestein besteht aus einer kleinkörnigen Grundmasse, in welcher zahllose helle Glimmerblättchen aufleuchten und ist höchst auffällig durch das reichliche Vorhandensein runder oder linsenförmiger grauer Quarzkörner, die bis 5 mm Durchmesser besitzen. Es zeigt eine nicht sehr deutliche, durch die Glimmerblättchen hervorgerufene Schichtung.

In Schliffen quer zu derselben sieht man, dass der grösste Theil der Glimmerblättchen aus Muscovit besteht, ein kleinerer aus Biotit, welcher meist stark ausgebleicht ist. Viele der Blättchen sind ringsum regelmässig begrenzt, während ein Theil in der Prismenzone unregelmässige Contouren zeigt. Beide enthalten häufig kleine Quarzkörnchen, bisweilen auch Hämatit-

blättchen und Zirkone, Granatkryställchen, Magnetitkörnchen und Rutilnädelchen.

Ausser aus Glimmer besteht die Grundmasse des Gesteines aus einem unregelmässigen Aggregat von Quarzkörnchen, denen auch nicht wenig Feldspathkörner beigemengt sind — in der Hauptsache Plagioklase. Die Durchmesser der Quarzkörnchen bleiben meist unter 0,5 mm, ebenso die der Feldspäthe; doch sieht man auch einige grössere (1—3 mm) im Durchmesser haltende Plagioklase, die ganz von Quarzkörnchen und Glimmerschüppchen erfüllt sind.

Gleicht nun hierdurch diese Grundmasse ganz derjenigen der oben beschriebenen glimmer- und feldspathreichen Schiefer, so heben sich um so schärfer von ihr die grossen Quarzkörner ab. Ihre Umrisse sind sämmtlich gerundet, wie diejenigen der klastischen Körner in Sandsteinen, und genau so verhalten sie sich auch der Grundmasse gegenüber. Nirgendswo ist eine Verwachsung der Bestandtheile der letzteren mit den grossen Quarzkörnern zu sehen, sodass diese als völlig fremde Elemente des Gesteines erscheinen. Nur da, wo dieselben von Klüften durchsetzt werden, an denen Verschiebungen stattgefunden haben, drängen sich dünne, keilförmige Partien der Grundmasse zwischen die Bruchstücke der Quarze ein.

Im polarisirten Lichte zerfallen sie sämmtlich in mehrere Theilkörner. Sie sind zum grossen Theil erfüllt von streifenartig oder auf schmalen Rissen angeordneten Flüssigkeitseinschlüssen. Ueberall schneiden diese scharf am Rande der Quarzkörner ab. Ausserdem enthalten diese letzteren oft Eisenglanztäfelchen, bisweilen auch Glimmerblättchen und in grosser Menge manchmal äusserst dünne, lange Nädelchen, deren Natur nicht bestimmbar ist.

Dies ganze Verhalten charakterisirt die Quarzkörner als klastische Elemente und lässt vermuthen, dass sie die letzten, vermuthlich wegen ihrer relativ bedeutenden Grösse einer Umkrystallisirung entgangenen Reste eines Sandsteines sind, dessen ganze übrige Masse durch die contactmetamorphe Einwirkung des Granites völlig umgelagert und in ein vollkrystallines Gemenge von Quarz, Feldspath und Glimmer verwandelt wurde.

Ein zweiter umgewandelter Sandstein, der noch klastische Körner enthält, fand sich als Einlagerung in einer vom jüngeren Granit umschlossenen Scholle glimmerreichen Schiefers. Dieselbe steht an in einem kleinen Steinbruch in der Nähe des bei der Eckertsmühle südlich von Aschaffenburg gelegenen Bahnwärterhäuschens der Aschaffenburg-Miltenberger Eisenbahn. Dieser metamorphe Sandstein gleicht äusserlich im höchsten Grade manchen Quarzit-

glimmerschiefern der Umgegend von Hörstein. Im Dünnschliff zerfällt er in ein Aggregat unregelmässig begrenzter Quarzkörnchen, zwischen denen zahlreiche Feldspathkörner liegen — meist Plagioklase mit vielen Quarzeinschlüssen. Das Gestein ist reich an Muscovitblättchen, welche ihm eine sehr deutliche Schieferung verleihen, enthält aber auch viele, meist ausgebleichte Biotite. An anderen Gemengtheilen, wie Eisenerzen, Zirkon und Rutil ist es recht arm.

Zahlreiche, von kleinen Flüssigkeitseinschlüssen erfüllte Spalten durchqueren den ganzen Schiefer, oft durch eine grosse Anzahl von Quarz- und Feldspathkörnchen oder Glimmerblättchen hindurchsetzend. Ausserdem enthalten aber viele Quarzkörnchen unregelmässig vertheilte oder zu kleinen Gruppen versammelte Flüssigkeitseinschlüsse, die sich von denen, welche auf den eben besprochenen, jedenfalls erst nach der Verfestigung des Gesteines entstandenen Spältchen liegen, durch ihre etwas grösseren Dimensionen unterscheiden.

Nicht selten nun bemerkt man, dass diese Häufchen von grösseren Flüssigkeitseinschlüssen in ihrer Mitte scharfbegrenzte, von Einschlüssen ganz freie Quarzpartien umgeben, die bei geeigneter Beleuchtung auch eine zarte Contour besitzen und zwischen gekreuzten Nicols sich als anders optisch orientirt erweisen, wie die umgebende Quarzsubstanz. Manchmal wird auch die Grenze der kleinen Quarzkörner durch allerlei trübe, winzige Partikelchen oder durch kleine Glimmerschüppchen, welche sich ihr eng anschmiegen, noch besser hervorgehoben. Dadurch dass die grösseren Quarzkörner des Gesteines an ihren Verwachsungsstellen niemals jene Erscheinungen zeigen, und dass ausserdem ihre Umrisse fast stets buchtig oder zackig, die der kleinen Quarzkörnchen aber ganz vorwiegend rundlich, jedenfalls aber von viel einfacherer Gestalt sind, treten diese letzteren in starken Gegensatz zu den übrigen Quarzen und man wird sie wohl als Analoga der grossen Quarzkörner in dem vorher beschriebenen Sandstein, also als klastische Körner auffassen dürfen.

Bisweilen liegen diese kleinen Körnchen mitten in einem grösseren; in anderen Fällen bilden sie aber ein Centrum, um das sich mehrere grosse Quarzkörner angeordnet haben. In den Figuren 1 und 2 auf Tafel VI ist ein solches klastisches Korn abgebildet, in Fig. 1 im gewöhnlichen Lichte, um den sehr einfach gestalteten Rand zu zeigen, in Fig. 2 dagegen zwischen gekreuzten Nicols, um darzustellen, wie dasselbe an der Grenze von 3 Quarzkörnern liegt, die mit sehr unregelmässigen Umrissen in einander eingreifen und von denen das eine, da es ungefähr senkrecht zu der Ebene des Schliffes zu liegen scheint, nur mit einer kleinen Zacke in denselben hineinragt. Ausserdem zeigt Fig. 2

die unregelmässig zackigen Contouren der neugebildeten Quarze, die vielfach in einander eingreifen, sodass im polarisirten Lichte an der Grenze zweier solcher Körner durch das Uebereinandergeschobensein ihrer verschiedenartig orientirten Randpartien Säume von abweichender optischer Wirkung entstehen.

Es könnte vielleicht auffallen, dass wenn wirklich die besprochenen kleinen Körner klastischen (allothigenen) Ursprungs sind, sich die umgebende Quarzsubstanz nicht in der Art und Weise, wie es in manchen „krystallisirten“ Sandsteinen geschehen ist, in derselben optischen Orientirung wie jedes einzelne dieser Körner abgelagert hat, also in der Form, welche der Verfasser „ergänzendes Kieselsäurecäment“ benannt hat. Dagegen ist aber zu bemerken, dass erstens durchaus nicht in allen Sandsteinen die neugebildete Kieselsäure sich in ihrer Orientirung nach den klastischen Körnern gerichtet hat („selbständig orientirtes Kieselsäurecäment“) und dass die Ablagerung der „ergänzenden“ Quarzsubstanz jedenfalls sehr langsam aus stark verdünnten Lösungen erfolgte, wie die feinen Anwachsstreifen solcher ergänzten Quarzkörner zeigen, während in dem vorliegenden metamorphen Sandstein die Quarzsubstanz wohl eher sich ziemlich schnell abschied, sodass die klastischen Körnchen ihrer geringen Masse wegen es nicht vermochten, die Orientirung der umgebenden Quarzsubstanz zu bestimmen.

β) Metamorphe Grauwacken.

Das in Fig. 1 und 2, Tafel II in ungefähr der natürlichen Grösse abgebildete Gesteinsstück stammt aus dem Kersantitbruch am SW-Abhang des Grauberges bei Schweinheim (Nr. X auf Goller's Karte) aus der Grenzregion des Hornblendegranites gegen den normalen älteren Granit. Dieser letztere ist in seiner porphyrischen Ausbildungsweise auf der rechten Seite der Figur zu sehen. Auf ihn folgt ein dichtes, tiefschwarzes, 1—2 cm breites Band von schieferiger, metamorpher Grauwacke, welches nach links zu scharf gegen andere Schiefergesteine abschneidet. Unter dem Mikroskop besitzt das schwarze Band, wie die Abbildung Fig. 3 auf Tafel VI erkennen lässt, echte Grauwackenstructur, bedingt durch den Gegensatz zwischen einem äusserst feinkörnigen Cäment und darin vertheilten fremden Mineralkörnern. Das Cäment setzt sich zusammen aus winzigen Biotitschüppchen und Quarzkörnchen in innigstem Gemenge und besitzt zweifellos vollkrystalline Beschaffenheit. Es umschliesst zahlreiche, theils rundliche, theils mehr splitterförmige Feldspäthe (ganz vorwiegend Plagioklase) und Quarze, welche letzteren aber gegen die Feldspäthe zurücktreten. Diese sind von

einer so auffälligen Frische, dass man sie trotz ihrer ganz mit den Gestalten allothigener Gemengtheile übereinstimmenden Form dennoch auch für Neubildungen, allerdings unter Bewahrung jener klastischen Contouren, ansehen möchte. Im Cäment finden sich ausserdem zahlreiche grüne Hornblenden mit meist recht unregelmässiger Umrandung und oft ganz erfüllt von rundlichen Quarzkörnchen. Ferner erkennt man mehrfach trübe, gelbe oder braune Körnchen, die zersetzter Orthit zu sein scheinen, welcher auch in dem benachbarten Granit ab und zu auftritt.

Ganz ähnliche Gesteine finden sich auch noch in einem kleinen Küppchen südlich von Schweinheim am Nordfusse des Erbigberges, das auf den Karten von Bücking und Thürach nicht angegeben ist. Sie wechsellagern daselbst mit feldspathreichem Biotitschiefer und Hornblendeschiefern und werden sämmtlich von Granit in zahllosen Aederchen injicirt.

Die Gründe, aus denen diese Gesteine als echte, später metamorphosirte Grauwacken, nicht aber etwa als Zermalmungsprodukte granitischer Massen betrachtet werden müssen, sollen später bei Besprechung des älteren Granites angeführt werden (S. 235).

g) Amphibolgesteine.

Die theils als isolirte Schollen im Granit, theils als Einlagerungen in den Schiefergesteinen auftretenden Amphibolite sind entweder massig ausgebildet und dann ihrer äusseren Erscheinung nach feinkörnigen oder porphyrischen Dioriten und Diabasen täuschend ähnlich, theils besitzen auch sie deutlich entwickelte Schieferstructur. Wie es scheint, bestehen zwischen beiden Gruppen enge genetische Zusammenhänge; aber leider sind die bis jetzt dem Verfasser bekannt gewordenen Vorkommen der Amphibolgesteine so wenig genügend aufgeschlossen, dass es ihm vorläufig nicht möglich ist, bestimmte Anschauungen über jene Beziehungen zu äussern. Der Verfasser hofft indess, gerade mit Bezug auf die Amphibolite des Spessarts seine Beobachtungen in Bälde ergänzen und erweitern zu können, um dann nach Vergleichung des gesammelten Materials mit analogen Gesteinen anderer Gebiete eine ausführlichere Darlegung ihrer Zusammensetzung, ihrer Structur und ihrer genetischen Beziehungen zu geben, weswegen er bittet, die folgenden Mittheilungen nur als vorläufige betrachten zu wollen.

Die schieferigen Amphibolite haben in ihrer Structur grosse Aehnlichkeit mit derjenigen der zweiglimmerigen und der Biotitschiefer.

Manche sind, wie die letzteren, gleichmässig kleinkörnig, andere ähneln den ersteren durch das Auftreten grösserer Feldspäthe, die im Querbruch des Gesteines sich als runde oder elliptische Flecke von der dunklen, kleiner gekörnten Grundmasse sehr deutlich abheben. Diese Feldspäthe scheinen sämmtlich Plagioklase zu sein, deren Zwillingsstreifung aber meist durch zahllose Einschlüsse stark verwischt wird. Auch hier ist zu bemerken, dass zwischen der Anordnung der Einschlüsse und der Zwillingsstreifung des Feldspathes kein Zusammenhang besteht und dass, wie die Verwachsung der letzteren mit den Hornblenden der Grundmasse lehrt, die grossen Feldspäthe jünger sind als diese, also genau dasselbe Verhältniss, welches die grossen Feldspäthe der zweiglimmerigen Schiefer gegen die Glimmerlamellen zeigen. Um die Feldspathaugen drängen sich, tangential angeordnet, die Hornblendesäulen. Diese sind zwar oft in der Prismenzone, sehr selten dagegen in der verticalen Endigung regelmässig umgrenzt. Ihr optisches Verhalten entspricht ganz demjenigen der Hornblenden in den oben beschriebenen Kalksilicathornfelsen und mit diesen theilen sie auch meist den Reichthum an Einschlüssen, welcher ihnen ein skelettartiges Aussehen verleiht. Neben der Hornblende tritt manchmal ziemlich reichlich Biotit auf, öfters nur in vereinzelten Blättchen; nicht selten fehlt er auch vollständig.

Die von den bisher besprochenen Gemengtheilen übrig gelassenen Räume werden von einer kleinkörnigen, oft auch sehr feinkörnigen Grundmasse eingenommen, die aus Plagioklas, Quarz, kleineren Hornblendesäulen und ganz unregelmässigen Hornblendefetzen, Epidot, Titanit, Apatit und Rutil besteht. Zirkon scheint sehr spärlich aufzutreten und auch Apatit ist meist recht selten.

Die Feldspäthe der Grundmasse sind zum Theil regelmässig umrandet, vielfach aber auch in höchst unregelmässigen Linien mit einander und den übrigen Gemengtheilen verwachsen. Auch sie strotzen oft noch von Einschlüssen, unter denen die häufigsten runde Quarzkörnchen sind, ferner Hornblendesäulchen, oft von recht regelmässiger Gestalt, und Epidotkörnchen. Sehr wechselvoll ist die Betheiligung des Quarzes, der in manchen Amphibolschiefern fast nur in Form jener runden Einschlusskörnchen im Feldspath und der Hornblende auftritt, im extremen Fall aber in der Grundmasse den Feldspath an Menge überwiegt. Fast stets sind die Umrisse der als selbständige Körner auftretenden Quarze durch die Contouren der übrigen Gesteinsgemengtheile bedingt und nur selten besitzen sie die für die „Hornfelsstructur“ charakteristischen sechsseitigen Durchschnitte. Der Epidot hat

nur in seinen kleinsten Individuen ringsum ausgebildete Krystallformen; die grösseren sind stets rundlich oder zackig umrandet. Dasselbe gilt vom Titanit, der meist nur in kleinen, aber oft zu dichten Haufen aneinandergedrängten Körnchen ausgeschieden ist, selten in grösseren Körnern, deren Gestalt aber auch fast nie an die gewöhnlichen Krystallformen dieses Minerals erinnert. Oft findet man opake Erzkörnchen, wahrscheinlich Titaneisenerz oder titanhaltigen Magnetit, von Titanit umsäumt. Manche Amphibolite sind sehr reich an Pyrit, welcher aber auch nur selten die regelmässige Krystallform besitzt, die er so oft in Diabasen erkennen lässt.

Zwischen den quarzreichen und den quarzarmen bis quarzfreien Amphibolschiefern, ebenso auch zwischen den reinen Hornblendegesteinen und solchen mit vielem Biotit lassen sich im Aufschluss und im Schliff alle möglichen Uebergänge nachweisen, und ebenso stehen auch die feinkörnigen bis dichten Hornblendeschiefer in engstem Zusammenhange mit denen, welche grössere Feldspathaugen enthalten. Sehr bemerkenswerth ist es ferner, dass durch Zurücktreten und schliessliches Verschwinden der Hornblende die Amphibolschiefer in die nur Glimmer enthaltenden Schiefer übergehen, welchen sie concordant eingelagert erscheinen. Es ist somit ein Theil der Spessarter Amphibolite zweifellos sedimentären Ursprunges; ob man in denselben umgewandelte Tuffe von Diabasen oder verwandten Gesteinen zu erblicken hat, ist allerdings vorläufig nicht mit Sicherheit zu sagen.

In den Amphibolschiefern finden sich mehrfach auch pyroxenreiche Gesteine eingelagert, welche ganz allmählich in die ersteren übergehen. Dieselben enthalten theils einen hellgrünen Augit (Malakolith), theils auch einen farblosen rhombischen Pyroxen (wohl Enstatit). Solche pyroxenreiche Gesteine sind z. B. bei Schweinheim mehrfach aufgeschlossen (Küppchen am Nordabhange des Erbigberges, Weg nach dem Grauberg) und werden von Bücking und Thürach noch von mehreren anderen Orten erwähnt.

Die massigen Amphibolite sind fein- bis mittelkörnige, sehr zähe, meist tiefschwarze, manchmal durch das Hervortreten von weissen Feldspathflecken porphyrisch ausgebildete Gesteine, die theils mitten im Granitgebiet, theils in den glimmerreichen Schiefern auftreten. Im Granit liegen z. B. die Vorkommen vom Ostabhange des Mainaschaffer Weinberges und von einem Küppchen südlich vom „Jägerhäusel" im städtischen Strietwalde bei Aschaffenburg; im Bereiche der Schiefer diejenigen aus der Umgegend von Wenighösbach und Feldkahl.

Diese massigen Amphibolite stimmen zwar in ihrer mineralischen Zusammensetzung im Wesentlichen mit den schieferigen überein, unterscheiden sich aber von ihnen durch eine völlig richtungslose Structur oder doch nur ganz schwach angedeuteten Parallelismus ihrer Hauptgemengtheile, Plagioklas und Hornblende.

Die Feldspäthe sind theils regelmässig, theils aber ganz unregelmässig umrandet. Letztere greifen mit ihren Rändern vielfach so eng ineinander ein, dass man die Grenzen der einzelnen Körner erst zwischen gekreuzten Nicols erkennen kann. Fast alle sind überaus reich an denselben Einschlüssen, wie die Feldspäthe der schieferigen Hornblendegesteine. Bisweilen macht sich ein gewisser Gegensatz bemerklich zwischen einzelnen grösseren, dann gewöhnlich regelmässig umrandeten Plagioklaskörnern und einem aus zahlreichen kleinen, unregelmässigen Individuen bestehenden Aggregat, an dessen Zusammensetzung manchmal auch ziemlich viel Quarz betheiligt ist.

Die dunkelgrüne, oft in's Bläuliche spielende Hornblende ist vielfach fast nur in ganz zerfetzten Individuen ausgeschieden, neben denen aber öfters auch regelmässigere, besonders in der Prismenzone geradlinig umgrenzte Durchschnitte zu beobachten sind. Auch sie strotzt häufig von kleinen Einschlüssen, besonders solchen von Quarz.

Infolge der unregelmässigen Ausbildung dieser Hauptgemengtheile, besonders aber durch die zahllosen Hornblendefetzen und die kleineren Hornblendesäulen, welche durch das ganze Gestein vertheilt sind, bieten massige Amphibolite im Mikroskop ein sehr schwer zu beschreibendes, äusserst unruhiges Bild dar. Anklänge an ophitische Structur konnten in keinem der hier besprochenen Gesteine entdeckt werden.

Unter den im Hornblendegranit („Dioritgneiss") eingeschlossenen Hornblendegesteinen wurden besonders am Grauberge und Stengerts, sowie im Bessenbacher Thal undeutlich schieferige Massen beobachtet, die nach C. Chelius mit den Dioriteinschlüssen des Odenwälder Hornblendegranites grösste Aehnlichkeit besitzen. Die Zugehörigkeit derselben zum Diorit ergiebt sich dort, so z. B. am Felsberg, unzweifelhaft aus den geologischen Beobachtungen im Felde, obwohl die mikroskopische Beschaffenheit der Dioriteinschlüsse wesentlich von derjenigen des durch Contactmetamorphose nicht beeinflussten Diorites abweicht.

Die in Rede stehenden Dioriteinschlüsse des Spessarts setzen sich ganz vorwiegend aus Plagioklas und Hornblende zusammen. Quarz nimmt in selbständigen Körnern nur wenig Theil am Aufbau des Gesteines, ist aber sehr oft in Form kleiner Einschlusskörnchen in der Hornblende, manchmal auch im Feldspath zu finden. Die Hornblenden, welche im normalen Diorit sich durch idiomorphe Umrisse auszuzeichnen pflegen, sind in diesen umgewandelten Dioriten randlich meist stark zerfetzt. Die Plagioklase ergeben öfters annähernd rechteckige, aber nicht leistenförmige, sondern eher quadratische Durchschnitte. Apatit ist manchmal ziemlich reichlich anwesend, öfters in langgestreckten Säulen. Titanit findet sich ziemlich häufig in runden Körnchen. Neben der Hornblende erscheint auch Biotit, stets jedoch in untergeordneter Menge.

Die Auffindung dieser Dioriteinschlüsse im Spessartgranit ist sehr interessant, da sie beweist, dass der Diorit, welcher besonders im Bergsträsser Odenwalde eine so grosse Verbreitung besitzt, auch im Grundgebirge des Spessarts auftritt, obwohl die mächtigen Buntsandsteinmassen, unter welchen im Süden des Vorspessarts das krystalline Grundgebirge verschwindet, grössere Dioritmassen nicht zu Tage treten lassen.

Neben dem oben erwähnten massigen Amphibolit, der in grossen, runden tiefschwarzen Blöcken, die bis über 1 m Durchmesser erreichen, am Südsaume des städtischen Strietwaldes bei Aschaffenburg ansteht, finden sich in engumgrenztem Bezirk ausser zahlreichen Fragmenten schieferigen Amphibolites auch gefleckte, theils hornblendeführende, theils hornblendefreie Gesteine, an deren Zusammensetzung sich Epidot in grosser Menge betheiligt. Die Hauptmasse des Gesteines besteht aus einem Aggregat kleiner, sehr unregelmässig gestalteter Quarzkörnchen, neben denen oft auch Plagioklas auftritt. In diesem Aggregat nun liegen zahllose Epidotkörnchen, meist ohne scharfe Krystallumrisse. Die hellen, kreisrunden, elliptischen oder auch ganz unregelmässigen Flecke zeichnen sich lediglich durch ihre Armuth an Epidot aus. Das Aussehen dieses grünlichen, weissgefleckten Gesteines erinnert sehr an manche umgewandelte Diabase der Gegend von Darmstadt.

Anhangsweise soll hier auch noch ein auffälliges Hornblendegestein von Wenighösbach erwähnt werden (Tafel IV, Fig. 2), das sich in losen Blöcken im Einschnitt der Strasse nach Feldkahl findet und durch seine grossen, breitstrahligen Hornblenden, sowie durch seinen Reichthum an rothem Granat in Rhombendodekaëdern auffällt. Dieser letztere ist so reich an Einschlüssen, dass im polarisirten Lichte manche Durchschnitte desselben fast ganz hell

erscheinen. In manchen Schliffen übertrifft der Granat den Feldspath ganz bedeutend an Masse. Ueber die genetischen Beziehungen dieses Gesteines kann vorläufig noch keine Vermuthung geäussert werden.

Die chemische Zusammensetzung der Amphibolgesteine ergiebt sich aus folgenden Analysen:

a) schieferige Amphibolite.

I. Abtsberg bei Hörstein. Analysirt von der Grossh. Prüfungsstation zu Darmstadt.

II. Abtsberg bei Hörstein. Analysirt von Schwager. (Thürach l. c. S. 147).

III. Burg in Alzenau.
IV. Hornblende aus III.
V. Labradorit aus III.
VI. Steinbruch in Alzenau oberhalb der Strasse nach Kahl. Glimmerarm.
VII. Hornblende aus VI, vorwiegend breit säulenförmig ausgebildet.

} Analysirt von Schwager. (Thürach l. c. S. 155).

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO_2	52,32%	46,06%	51,63%	47,32%	58,66%	49,30%	48,15%
Al_2O_3	13,83 „	16,19 „	13,48 „	10,19 „	23,71 „	16,56 „	8,46 „
Fe_2O_3	7,25 „	} 13,47 „ (Fe_2O_3, FeO, TiO_2)	} 11,79 „ (Fe_2O_3, FeO)	6,31 „	} 1,81 „ (Fe_2O_3, FeO)	3,36 „	7,20 „
FeO	3,32 „			9,00 „		6,96 „	9,60 „
TiO_2	0,28 „		1,58 „	—	—	0,54 „	0,88 „
MnO	—	—	—	—	—	0,12 „	0,18 „
Cr_2O_3	—	—	Spur	—	—	Spur	Spur
CaO	7,47 „	13,08 „	10,77 „	13,21 „	8,42 „	12,85 „	12,16 „
MgO	5,62 „	6,69 „	7,17 „	11,21 „	0,99 „	7,18 „	11,59 „
K_2O	0,35 „	0,84 „	0,81 „	1,28 „	1,03 „	0,82 „	0,57 „
Na_2O	5,59 „	2,52 „	3,72 „	2,09 „	5,90 „	2,66 „	1,05 „
P_2O_5	2,34 „	—	—	—	—	—	—
FeS_2	0,49 „	—	—	—	—	—	—
Chem. geb. H_2O	0,60 „	} Glühverlust 2,53 „	0,63 „	0, 25 „	0,39 „	0,45 „	0,72 „
Mech. „ H_2O	0,18 „						
Summe	100,14%	101,38%	100,00%	100,86%	100,91%	100,80%	100,38%
Spec. Gew.	—	—	2,977 „	3,1856 „	2,706 „	2,983 „	3,189 „

b) massige Amphibolite.

(Analysirt von der Grossh. Prüfungsstation zu Darmstadt.)

I. Nordende von Wenighösbach. (Seite 221).
II. Diorit, Birkendelle im Bessenbacher Thal.
III. Diorit, Felsberg, westl. gegen Balkhausen, grobkörnig.
IV. Mittelkörniger Amphibolit, nordöstl. von Wenighösbach am Sternberg.

	I.	II.	III.[1])	IV.
SiO_2	37,46%	46,51%	44,23%	47,76%
Fe_2O_3	9,15 „	8,54 „	3,47 „	6,07 „
FeO	5,60 „	2,04 „	1,65 „	3,96 „
Al_2O_3	23,04 „	15,97 „	19,01 „	17,98 „
TiO_2	0,36 „	0,38 „	0,05 „	0,09 „
CaO	12,21 „	9,23 „	16,91 „	10,43 „
MgO	2,21 „	7,89 „	8,09 „	7,99 „
K_2O	1,27 „	1,72 „	0,35 „	0,69 „
Na_2O	5,77 „	4,74 „	1,22 „	2,43 „
P_2O_5	0,88 „	1,00 „	1,61 „	1,84 „
FeS_2	0,36 „	0,17 „	(SO_3) 0,35 „	0,17 „
Chem. geb. H_2O	1,29 „	1,30 „	2,65 „	0,80 „
Mech. geb. H_2O	0,27 „	0,34 „	0,37 „	0,06 „
Summe	99,87%	99,83%	99,96%	100,27%

B. Intrusivgesteine.

Da im Spessart, wie im ersten Theil dieser Arbeit auseinandergesetzt wurde, ganze mächtige Gesteinszonen aus einer innigen Durchdringung von Schiefer- mit Intrusivgesteinen bestehen, ist es nöthig, die eigentliche Beschaffenheit dieser letzteren zuerst an solchen Punkten zu untersuchen, an denen sich durch makroskopische Betrachtung das Fehlen der ersteren erkennen lässt. Erst wenn man sich so mit der mineralischen Zusammensetzung und der Structur der reinen Magmen genügend vertraut

[1]) Analyse III wurde mitgetheilt von C. Chelius (Notizblatt d. V. f. Erdkunde u. d. geol. L. A. zu Darmstadt 1894, IV. Folge, Heft 15, S. 36—37). In der Analyse wurde der S.-Gehalt des Gesteins als SO_3, nicht als FeS_2 bestimmt. Am angegebenen Orte theilt Chelius noch mehrere Kieselsäurebestimmungen an Dioriten mit, die einen SiO_2-Gehalt von 46,51% bis 45,53% ergaben.

gemacht hat, wird man dazu übergehen dürfen, die Veränderungen zu studiren, welche sie bei der Aufnahme von Schiefermaterial erleiden. Dieser Gang der Untersuchung soll denn auch im Folgenden festgehalten werden.

Wenn hier von Intrusivgesteinen, nicht aber von Eruptivgesteinen schlechthin die Rede ist, geschieht dies, um den Gegensatz der nun zu besprechenden Gesteine zu betonen gegen jene zum Theil den Schiefern gleichalterigen und mit ihnen später umgewandelten Effusivgesteine, welche wir vermuthlich in manchen der oben besprochenen Amphibolite zu erkennen haben.

Das älteste unter den Spessarter Intrusivgesteinen ist der von Bücking „zweiglimmeriger, körnig-flaseriger Gneiss" genannte Granit, den wir als älteren Granit benennen wollen. Derselbe geht nach Südosten zu durch magmatische Resorption der zahlreichen dort in ihm eingeschlossenen Amphibolite in einen porphyrischen Hornblendegranit (Dioritgneiss Bücking's) über. In diesem älteren, mittelkörnigen Granit setzt ein jüngerer, kleinkörniger auf (Bücking's körnig-flaseriger Biotitgneiss = Haibacher Gneiss Thürach's), der einerseits in Form eines gewaltigen Bandes, anderseits in zahllosen, bis zu sehr geringen Dimensionen herabsinkenden Apophysen den ersteren durchsetzt. In beiden Graniten treten jüngere Nachschübe auf, Pegmatite und Aplite. Erst nach Erstarrung aller dieser granitischen Gesteine scheinen die Kersantite emporgedrungen zu sein.

Der Quarzporphyr von Sailauf, welcher wohl noch später erumpirt ist, soll hier, da er für die genetischen Beziehungen der Spessartgesteine keine neuen Gesichtspunkte darbietet, ausser Betracht bleiben.

a) Der ältere Granit.

In den Aufschlüssen nördlich von Stockstadt, am Mainaschaffer Weinberge, in den Klippen am Westsaume des städtischen Strietwaldes, sowie auch bei Goldbach hat der ältere Granit sehr reine Beschaffenheit, und nur selten entdeckt man hier in ihm Schieferfragmente. Seine Hauptgemengtheile an diesen Stellen sind Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Biotit, seine accessorischen Apatit, Magnetit, Zirkon. Feldspath und Quarz scheinen sich ungefähr die Waage zu halten und bilden die Hauptmasse des Gesteines; der Glimmer tritt in der normalen Ausbildungsform des Granites stark gegen Quarz und Feldspath zurück. Dieser ist vorwiegend Orthoklas, manchmal als Mikroperthit ausgebildet; gitterstreifige Mikrokline kommen in allen Schliffen vor. Die Plagioklase besitzen geringe, auf Oligoklas

deutende Auslöschungsschiefe. Der Feldspath ist im Allgemeinen arm an Einschlüssen, beherbergt aber ab und zu ein oder mehrere rundliche oder angenähert sechseckige Quarzkörnchen; seine Begrenzungen sind nur zum Theil regelmässig. Ganz unregelmässige Umrisse hat aber der Quarz, dessen grössere Körner oft noch im polarisirten Licht in eine Anzahl unregelmässig verzahnter Theilkörner zerfallen. Er ist die jüngste Ausscheidung des Magmas und erfüllt so die zwischen den übrigen Gemengtheilen, besonders den Feldspäthen übrig gebliebenen Räume, hier und da auch mit letzteren in den bekannten mikropegmatitischen Verwachsungsformen. Der Glimmer tritt vorwiegend in dunklen Blättchen auf, die häufig hleine Zirkonsäulchen mit dunklem Hof und runde Apatitkörnchen umschliessen. Neben dem dunklen erkennt man aber in allen Schliffen einen hellen Glimmer, der aber wohl nur als ausgebleichter Biotit zu deuten ist. Dieser zeigt stets noch eine ganz schwache, aber doch wahrnehmbare Absorption, besonders in ganz verwaschenen Höfen um die Zirkone, und zwischen gekreuzten Nicols nimmt er ein schwach gesprenkeltes Aussehen an, das auch die im Beginn der Ausbleichung stehenden Biotite zeigen. Endlich findet man dunkle, ganz unregelmässige Fetzen noch an vielen Stellen mit den hellen Blättchen verwachsen, welche ersteren wohl nur bis jetzt noch unausgebleichte Reste ursprünglich völlig dunkler Blättchen darstellen. Alle diese Umstände zusammenfassend, wird man wohl den älteren Granit für einen echten Biotitgranit, also einen „Granitit“ halten müssen. Der Biotit ist nach Thürach magnesiaarmer Kali-Eisenglimmer. Seine Lamellen sind in der Prismenzone nur selten regelmässig begrenzt.

Die accessorischen Gemengtheile bieten nichts Charakteristisches dar.

Fast überall ist im Granit eine deutliche Parallelstructur vorhanden, welche, wie schon die Betrachtung mit blossem Auge, besser noch diejenige der Dünnschliffe unter dem Mikroskop bei schwacher Vergrösserung lehrt, hauptsächlich den Glimmerblättchen zu verdanken ist. Dass diese Anordnung eine ursprüngliche, bereits vor der Verfestigung des Gesteines vollzogene ist, geht mit Sicherheit daraus hervor, dass die meisten Glimmerblättchen keinerlei mechanische Deformationen zeigen, wie sie dies nothwendig thun müssten, wenn sie erst nach der völligen Erstarrung des Granites aus einer ursprünglich verworrenen in ihre jetzige parallele Lagerung gepresst worden wären. Zudem sieht man, dass sie oft in ganz unverletzten Quarzen oder Feldspäthen völlig oder theilweise eingebettet sind, was ja auch spätere Verschiebungen ausschliesst. Wenn man

nun auch nicht selten Verbiegungen oder Knickungen einzelner Glimmerblättchen bisweilen auch förmliche Knäuel derselben wahrnimmt, so ergiebt sich doch auch hier aus der Art ihrer Verwachsung mit den übrigen Gesteinsgemengtheilen, dass Bewegungen im noch nicht erstarrten, sondern erst zum Theil auskrystallisirten Magma die Ursache dafür sein müssen. Ebenso muss die Ursache für die schon erwähnte Zerpressung grösserer Quarze in mehrere Theilkörner mit undulöser Auslöschung, sowie die weit seltenere Zerbrechung von Feldspäthen oder die Verbiegung der Zwillingslamellen im Plagioklas und die Losreissung kleiner Bruchstücke vom Rande der Quarz- und Feldspathkörner auf solche magmatische Bewegungen zurückgeführt werden, sobald die Lagerungsverhältnisse der betreffenden Gesteinspartien das Vorhandensein späterer Verschiebungen ausschliessen. Brögger[1]) hat diese durch Bewegungen im Magma hervorgerufenen Druckerscheinungen an den Norwegischen Syenitpegmatitgängen als „Protoklasstructur" bezeichnet, eine Name, welcher vorzüglich für dieselbe geeignet erscheint, da er einerseits die Aehnlichkeit der beschriebenen Structur mit der durch Verschiebungen im festen Gestein entstandenen „kataklastischen" andeutet, anderseits aber die Ursprünglichkeit jener ersteren betont. Sodann hat kürzlich Weinschenk (l. c. S. 91) dieselben Structureigenthümlichkeiten an den Graniten der Grossvenedigergruppe beobachtet und als Piëzokrystallisation beschrieben.

Schon dem blossen Auge geben sich die Spuren magmatischer Bewegungen im Granit vielerorts durch Fältelungen zu erkennen, welche zur Zeit am besten in einem kleinen Steinbruch südlich vom Bahnhof Kleinostheim aufgeschlossen waren. Vergl. Tafel III, Fig. 4. Ebenso muss die im älteren Granit sehr häufige stängelige Structur (s. Tafel III, Fig. 3) als Resultat von Druckwirkungen auf das Magma betrachtet werden, die einerseits nicht stark genug waren, um einen völligen Parallelismus der Glimmerblättchen herbeizuführen, anderseits auch wohl zum Theil durch die ziemlich grobkörnige Erstarrungsform der Granitquarze und Feldspäthe darin behindert wurden.

Während bei allen diesen magmatischen Bewegungsvorgängen, wie schon erwähnt, die Glimmerblättchen wenig oder gar nicht in ihrer Form verändert wurden, giebt sich eine Bewegung, die an Verwerfungsspalten im festen Gestein stattfand, vor Allem in Zerreissungen oder überhaupt Formveränderungen der Glimmerblättchen zu erkennen, auch in denjenigen Fällen, in

[1]) Die Mineralien d. Pegmatitgänge d. Südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zschr. f. Krystallogr. 16. Bd. S. 105.

welchen nur sehr geringe Verschiebungen stattfanden, während erst bei stärkeren Bewegungen auch die Quarze und Feldspäthe beeinflusst erscheinen. Derartige Pressungserscheinungen, die sich in festem Granit ausgebildet haben, wurden von sehr zahlreichen Stellen und von den verschiedensten Autoren beschrieben, so z. B. im Bereiche des Lausitzer Granites durch R. Beck, J. Hazard, O. Herrmann, E. Weber und den Verfasser.

Im Gegensatz zu den normalen, einschlussfreien Graniten lassen diejenigen, in welchen schon das blosse Auge rundliche oder eckige dunkle, glimmerreiche Stellen wahrnimmt, die im Querbruche entweder als lang ausgezogene Streifen oder auch als mehr rundliche Flecke erscheinen, im Dünnschliff zahlreiche Feldspäthe mit Skelettstructur erkennen. Dieselben gleichen durch ihren Reichthum an kleinen Krystallen oder Körnchen von Quarz, Glimmer und Eisenerzen denjenigen der contactmetamorphen Schiefer im höchsten Grade. Aus dem Umstande, dass diese Feldspäthe stets in jenen dunklen glimmerreichen Flecken oder in deren unmittelbarer Nähe auftreten, muss man aber schliessen, dass diese letzteren selbst umgewandelte Fragmente von Schiefergesteinen darstellen, die isolirten Feldspäthe aber aus kleinsten, zerspratzten Schieferfragmenten hervorgegangen sind. Vorzügliche Aufschlüsse in solchen einschlussreichen Graniten bieten z. B. die Felsen unter dem Sägewerk dar, welches etwa 1,5 km weit von Aschaffenburg an der Hanauer Landstrasse liegt, unweit der Stelle, wo die Aschaff in den Main mündet, besonders aber der alte Steinbruch an der Aumühle bei Damm. In diesem liegt zur Zeit der auf Tafel II. Fig. 4 abgebildete Block. Die dunklen, parallelen Streifen, welche die Photographie deutlich hervortreten lässt, gleichen makroskopisch und mikroskopisch vollständig den staurolithführenden Schiefern aus Bücking's Zone des „glimmerreichen Gneisses" und lassen häufig bis über centimeterlange Staurolithe erkennen, welche als Typen für die „Skelettstructur" gelten können.

Von diesen deutlich abgesetzten Schieferschollen, deren Identität mit dem in geschlossenen Massen auftretenden staurolithführenden Schiefer Niemand bestreiten und die man deshalb auch keinesfalls als „basische Ausscheidungen" aus dem Magma betrachten kann, finden sich alle denkbaren Uebergänge zu undeutlich abgesetzten dunklen, glimmerreichen Streifen und Flecken, die in ihrer Structur völlig mit jenen ersteren übereinstimmen. Die Figur zeigt, besonders unter der Lupe, wie manche Stellen des Granites arm, andere dagegen enorm reich an solchen Schieferfragmenten sind. Zugleich kann man auch an demselben Orte die Aufblätterung, Durchtrümerung und Zerspratzung der Schiefer-

schollen durch den Granit sowie bei vielen der kleineren Fragmente die Art ihrer Losreissung von grösseren verfolgen, und es ergiebt sich hieraus die Nothwendigkeit, das von uns als älteren Spessartgranit bezeichnete Gestein als echt eruptiv anzuerkennen, obwohl es eine hoch ausgebildete Parallelstructur besitzt. Giebt man dies aber zu, so hat man auch nicht nöthig, für diese Granitart einen besonderen Namen zu suchen und durch Anwendung der Benennung „Gneiss“ seine genetische Stellung zu verdunkeln, ebensowenig als man es für nöthig gefunden hat, andere mit Parallelstructur behaftete Eruptivgesteine, wie etwa die Oberfläche von Quarzporphyrdecken den „Gneissen“ zuzurechnen.

Auch am Galgenberge bei Damm am ganzen West- und Südabhange des Pfaffenbergs, im Einschnitt der Strasse von Wenighösbach nach Feldkahl und an vielen anderen Orten im nördlichen Contacte des Granites mit den Schiefern sind ähnliche einschlussreiche Stellen im letzteren anstehend zu beobachten.

Ganz analoge Verhältnisse herrschen an der Grenze der gewaltigen, von Schweinheim nach Laufach streichenden Schieferscholle gegen den älteren Granit, welcher letztere in einer 1000—1500 m breiten Zone ganz erfüllt ist von kleinsten bis über 50 m dicken Schiefermassen, welche selbst wieder zahllose Granitgänge und -bänder enthalten. Die Art und Weise der Injection wird ersichtlich aus den Figuren 5 und 6 auf Tafel VI und Fig. 4 auf Tafel IV.

Erstere Figuren zeigen einen von Granit imprägnirten Schiefer vom Küppchen am Nordfusse des Erbigberges bei Schweinheim in ungefähr zehnfacher Vergrösserung, Fig. 6 zwischen gekreuzten Nicols, Fig. 5 dagegen bei ausgeschaltetem Analysator. Besonders in Fig. 5 heben sich die dunklen, biotitreichen Schieferbänder sehr scharf von den hellen, biotitarmen, meist sogar fast biotitfreien Granitadern ab. Das schon im Aufschluss mit blossem Auge festzustellende Verhältniss, dass das Eruptivgestein fast stets parallel zur Schieferung der Sedimente eingedrungen ist, also in der Richtung des geringsten Widerstandes ist auch im Dünnschliff unverkennbar, ebenso wie die Aufblätterung des Schiefers in Lamellen von äusserster Dünne.

Im polarisirten Lichte zerfallen die Granitadern in ein sehr kleinkörniges Aggregat, dessen Theilkörner noch dazu vielfach undulöse Auslöschung erkennen lassen, sodass sie ganz von einer hochgradigen Kataklasstructur beherrscht zu sein scheinen. Man könnte daher leicht auf die Annahme verfallen, dass die ganze hier geschilderte Structur entstanden sei durch Wirkung des Gebirgsdruckes auf das verfestigte Gestein oder richtiger durch Verschiebungen desselben längs zahlloser Spalten, wobei die hellen Adern

spätere Infiltrationen oder Neubildungen vorstellen würden. Indessen ist eine solche Annahme, der sich übrigens der Verfasser anfangs theilweise zuneigte und welche er auch in den Erläuterungen zu Blatt Schaafheim-Aschaffenburg zum Ausdruck brachte, aus verschiedenen Gründen unhaltbar. Denn erstens lässt sich durch die Betrachtung von Handstücken und von Aufschlüssen in den fraglichen Gesteinen ein unzweifelhafter Zusammenhang jener hellen Adern mit grösseren, sicher eruptiven nachweisen, sodass hiermit die Deutung derselben als spätere Neubildungen wegfällt. Zweitens geht, wie schon S. 173 erwähnt, aus der im Aufschluss zu beobachtenden Art der Verbandsverhältnisse zwischen jenen Granitadern und den Schieferschollen hervor, dass nach der Injection der ersteren keine späteren Verschiebungen im Gestein mehr eingetreten sind, da sonst der überall noch vorhandene Zusammenhang der eruptiven Gebilde zerstört sein müsste. Drittens endlich würde man bei der grossen Breite der in Rede stehenden Gesteinszonen zur Erklärung ihrer Structur durch spätere Verschiebungen so zahllose und so dicht aneinander gedrängte Verwerfungsspalten annehmen müssen, dass dies allein schon jene Theorie unhaltbar machen müsste.

So müssen wir denn die Trümmerstructur, welche der Granit überall da zeigt, wo er in feinen Adern den Schiefer injicirt, auf Wirkung des Druckes setzen, welcher das auskrystallisirende, vielleicht schon zum Theil verfestigte Magma in die Sedimentmassen hineinpresste und gleichzeitig deren Faltung und Aufblätterung bewirkte. Wir gelangen also für den Spessart zu denselben Anschauungen, die Brögger für das Christianiagebiet entwickelte.[1])

Besonders klar geben sich die Wirkungen des Gebirgsdrucks auf das auskrystallisirende Magma an den grösseren Feldspäthen des Granites zu erkennen. Dieser letztere nämlich hat in der ganzen Zone, welche südlich von der grossen Schweinheimer Schieferscholle liegt, überall eine Tendenz zu porphyrischer Ausbildung, bedingt durch das Hervortreten grösserer Feldspäthe. Man sieht sehr häufig, dass feine granitische Adern sich plötzlich bauchig erweitern und dass solche Ausbauchungen dann fast ganz von einem grossen Feldspath eingenommen werden. Dieser hat aber nicht, wie sonst die porphyrischen Feldspäthe gewöhnlich zeigen, regelmässig geradlinige Umrisse,

---

[1]) Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der Südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Ztschr. f. Krystallographie. Bd. XVI. S. 98. „. . . . . geht bestimmt hervor, dass die Faltung zum grossen Theile mit der Bildung der grossen syenitischen und granitischen Lakkolithe in Verbindung steht.“ „Die Einsenkung der aufgeborstenen Platten, sowie das Aufdringen der Eruptivmassen, welche Platz haben mussten, haben die Faltung hervorgebracht.“

sondern ist vielmehr meist ellipsoïdisch oder fast kugelig gestaltet. Diese Form verdankt er aber einer Losreissung kleiner Theilchen von seinem Rande, die nun als kleinkörniges, wirr gelagertes und oft mit Quarzkörnchen vermengtes Aggregat ihn randlich umgeben und sich besonders oft an den beiden Enden des Krystalles angehäuft haben, wo die granitische Ader sich wieder verengert. Fig. 4 auf Tafel IV zeigt einen Schliff aus dem oben erwähnten, von Granit in stärkstem Maasse imprägnirten Schiefer vom Nordfusse des Erbigberges bei Schweinheim in etwa 4facher Vergrösserung. Man kann in der Abbildung sehr zahlreiche Feldspäthe erkennen, welche in bauchigen Erweiterungen der Granitäderchen liegen, die sich scharf von den dunklen, zerfetzten und aufgeblätterten Schieferlagen abheben.

Diese eigenthümlichen gerundeten Feldspäthe verleihen den von zahlreichen feinen Granitadern injicirten Biotitschiefern ein höchst charakteristisches Aussehen, indem sie auf den Spaltflächen des Gesteines als Knoten oder Buckel, oft noch überkleidet von einer aus feinen Biotitschüppchen bestehenden dünnen Haut hervortreten. Im Querbruch des Gesteines erkennt man mit blossem Auge die Granitäderchen, in deren bauchigen Erweiterungen diese Feldspäthe liegen, ihrer grossen Feinheit wegen oft nur schwierig, so dass erst der quer zur Schieferung ausgeführte Dünnschliff Aufklärung bringt und zeigt, dass hier nicht isolirte, zum Schiefer gehörige Feldspäthe vorliegen. Sehr schön sind derartige grossknotige Schiefer aufgeschlossen in der Kuppe am Nordfusse des Erbigberges[1]) bei Schweinheim, an der Strasse von Gailbach nach Aschaffenburg zwischen dem Dorfe und der Dimpelsmühle und an vielen anderen Orten. Stellenweise finden sich im Granit an der Südgrenze der grossen Schweinheimer Schieferscholle (Grauberg u. s. w.) ziemlich häufig hell- bis braunrothe Granate vor (nach Thürach stets manganhaltig). Da, wie oben erwähnt, die Biotitschiefer oft recht reichlich ganz ähnliche, knotenförmig hervortretende Granate enthalten, so wird man wohl auch die im Granit isolirt auftretenden aus dem Schiefer herleiten können. Man braucht hierbei nicht anzunehmen, dass dieselben durch Zerspratzung des Gesteines aus dem Schiefer herausgelöst seien, wird vielmehr dieselben eher als kleine, ganz umkrystallisirte Schieferfragmente deuten können.

[1]) Auf dem Blatt Schaafheim-Aschaffenburg hat dies Küppchen aus Versehen die Farbe des jüngeren Granites (Gr. II) mit Schieferstrichelung erhalten statt der Farbe des älteren Granites (Gr. I). Auch möge hier nachgetragen werden, dass es in den Erläuterungen zu jenem Blatt S. 7 heissen sollte: »Der körnig-streifige Gneiss besteht aus älterem und jüngerem Granit, welche ....“ statt „besteht aus jüngerem Granit“.

Soweit die Granitadern in Biotitschiefern aufsetzen, unterscheiden sie sich in ihrer mineralischen Zusammensetzung nur durch ihre grosse Armuth an Biotit, welche ihnen aplitischen Charakter verleiht, von derjenigen des normalen Granites. Dies Verhältniss ändert sich aber sofort da, wo hornblendeführende Gesteine als Einschlüsse im Granit auftreten. Hier tritt stets neben dem Biotit eine dunkelgrüne Hornblende als wesentlicher Gemengtheil des Granites auf, nicht selten in der Prismenzone gut contourirt, an den Enden dagegen ausgefranzt; viele Individuen ermangeln übrigens auch rundum einer regelmässigen Begrenzung. Sehr häufig sind die Hornblenden reich an rundlichen Einschlüssen, besonders solchen von Quarz. Zugleich tritt neben dem Orthoklas, der im normalen Granit den Plagioklas stark überwiegt, der letztere mehr hervor und die Menge des Quarzes nimmt zugleich etwas ab. So entsteht denn ein von dem gewöhnlichen älteren Spessartgranit nicht unwesentlich abweichendes Gestein, ein Hornblendegranit, der aber mit jenem durch zahllose Uebergänge aufs engste verknüpft ist.

Sehr gut ist das Gebundensein des Hornblendegranites an hornblendehaltige Einschlüsse am Grauberg bei Schweinheim zu beobachten, wo durch zahlreiche kleine Schürfe theils einschlussarme oder nur Biotitschiefer umschliessende Biotitgranite, theils Hornblendegranite, die dann stets Amphibolgesteine in grösseren oder kleineren Fragmenten enthalten, entblösst sind.

Fast noch überzeugender sind die Aufschlüsse bei Hain (an der Bahnlinie Aschaffenburg—Heigenbrücken—Würzburg). Dort stehen in der Nachbarschaft des Dorfes, besonders westlich, zum Theil aber auch noch östlich von demselben, Gesteine an, welche sich von der porphyrischen Ausbildungsform des älteren Biotitgranites in nichts unterscheiden und welche mehr oder weniger reichlich Schollen von Biotitschiefer umschliessen. Wo aber Hornblendeschiefer an Stelle dieser letzteren eintreten, wird der Biotitgranit zum Hornblendegranit und damit völlig gleich dem Hornblendegranit, welcher weiter nach Südosten zu ansteht. Ein Steinbruch in dem Thälchen, das von N kommend im Dorfe Hain ausmündet, lässt dies Verhältniss sehr klar erkennen.

Die stets zu beobachtende Abhängigkeit des Hornblendegranites von dem Auftreten von Amphibolgesteinen lässt sich wohl nur durch eine Resorption des Materiales der letzteren durch das granitische Magma erklären, aus welchem dann später bei der Erstarrung Hornblende ausgeschieden ward und welches gleichzeitig einen basischeren Charakter annahm, der in dem Zurücktreten des Quarzes und der stärkeren Betheiligung der triklinen Feldspäthe zum Ausdruck kommt. (Vgl. die Analysen auf S. 237).

Zu denselben Anschauungen über die Resorption hornblendehaltiger Gesteine (Diorite etc.), welche in granitischen Gesteinen eingeschlossen wurden und in diesen letzteren die Ausscheidung von Hornblende, sowie eine Erhöhung der Basicität des Granites bewirkten, ist C. Chelius[1]) für sein Arbeitsgebiet im Odenwalde gekommen. Er weist darauf hin, dass in Granitporphyren und in Basalten zweifellose Abschmelzungen von Einschlüssen fremder Gesteine und im Verein damit Veränderungen in der Zusammensetzung der betreffenden Eruptivgesteine stattgefunden haben. Wenn man dies nun für Gesteine zugiebt, welche, wie besonders der Basalt, doch jedenfalls relativ rasch erstarrt sind, wird man sich wohl nicht gegen die Annahme einer weit bedeutenderen Resorption von basischen Gesteinsfragmenten durch das saure Granitmagma sträuben dürfen, welches doch jedenfalls unendlich viel längere Zeit zu seiner Verfestigung brauchte als jene. Man vergleiche hierzu auch die Ausführungen Bröggers über die Resorptionserscheinungen an den von ihm beschriebenen Pegmatitgängen (l. c. S. 129) und diejenigen von A. G. Högbom.[2])

Auf die Zone, in welcher der Granit vorwiegend Biotitschiefer, weniger Amphibolgesteine führt und in welcher daher Biotitgranit über den Amphibolgranit vorherrscht, folgt nach Süden zu ein breiter Streifen, mit gerade dem umgekehrten Verhältniss. In diesem letzteren Gebiete waltet also der Hornblendegranit unbedingt vor dem normalen Granit vor. Wie schon mehrfach betont wurde, neigt hier überall der Granit stark zu porphyrischer Ausbildung, welche im Verein mit dem starken Hornblendegehalt die früheren Bearbeiter des Spessarts veranlasste, den Hornblendegranit als Dioritgneiss (Bücking und Goller) oder als Plagioklashornblendegneiss (Thürach) scharf gegen die übrigen „gneissartigen“ Gesteine abzugrenzen, obwohl in der That ein ganz allmählicher Uebergang zwischen denselben stattfindet. Die petrographische Beschaffenheit des Hornblendegranites ist durch Goller, Bücking und Thürach eingehend beschrieben worden. Es möge hier nur erwähnt werden, dass Orthit, der nach Thürach ein fast ebenso häufiger Gemengtheil des „Plagioklas-Hornblendegneisses“ sein soll wie der Titanit, in etwa 20 Schliffen des Verfassers nicht nachzuweisen war. Um aber in dieser Sache ganz sicher zu gehen, ward ein an Titanit reiches Handstück des Hornblendegranites aus dem Steinbruch am Westende des Dorfes Gailbach gepulvert und mit Methylenjodid von etwa 3,2 spec. Gew. be-

[1]) Notizblatt d. V. f. Erdkunde und d. geol. L. A. zu Darmstadt. 1894. IV. Folge. Heft 15. Seite 21.

[2]) Ueber das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. 17. 1895. Heft 2. S. 114.

handelt und darauf die schwersten Theile des Gesteines nochmals durch weitere Trennung mit Methylenjodid vom spec. Gew. 3,35 abgesondert. In dieser Portion fanden sich zwar zahllose Fragmente von Titanit sowie viele Zirkone, aber nur ein zweifelhaftes Orthitkörnchen. Jedenfalls beruht also Thürach's Angabe auf einer Täuschung. Am wahrscheinlichsten ist es, dass er hier das Auftreten von Orthit in pegmatitischen Trümern im Auge hat, welche stellenweise den Hornblendegranit in grosser Anzahl durchschwärmen und in denen in der That Orthit nicht selten ist. Wie die Figuren 4, 5 und 7 in seiner Abhandlung beweisen, betrachtet Thürach diese Pegmatittrümer als „Differenzirungen des Plagioklashornblendegneisses" und ist so wohl zu der irrigen Angabe über die allgemeine Verbreitung des Orthites gelangt.

Die Gemengtheile des Hornblendegranites haben, wie schon Goller und Bücking betonen, häufig eine starke mechanische Beeinflussung erlitten. Wir werden aber nicht fehl gehen, wenn wir auch hier die Herausbildung der Trümmerstructur und die Störung der einheitlichen optischen Orientirung in den Quarzen und Feldspäthen in die Zeit vor der Verfestigung des Gesteines verlegen. Denn wie schon auf Seite 173 auseinandergesetzt wurde, sprechen die auf Tafel I, Fig. 1 und 2 abgebildeten Profile gegen die Möglichkeit späterer Verschiebungen in diesen Gesteinspartien. Wenn man aber sich vorstellt, wie das auskrystallisirende Magma zwischen die zahllosen Schieferschollen eingepresst wurde, von denen übrigens ja nur die grösseren in jenen Abbildungen hervortreten, so wird man die Existenz jener Trümmerstructur leicht begreifen. Auch Fig. 6 auf Tafel IV, welche eine Stufe typischen Hornblendegranites in etwa 1/3 der natürlichen Grösse zeigt, lässt deutlich erkennen, wie ungemein zahlreich die kleinen Schieferschollen durch das ganze Gestein vertheilt sind und wie deshalb die Gemengtheile des Granites durch dieselben unter dem Einfluss des Gebirgsdruckes einerseits zu paralleler Anordnung bei ihrer Ausscheidung gezwungen, anderseits aber in ihrer regelmässigen Ausbildung behindert wurden. Ausserdem beweist aber das mikroskopische Bild des Hornblendegranites durch die Art der Verwachsung von Hornblende und Biotit mit Feldspath und Quarz, dass die beiden ersteren Gemengtheile ihre gegenwärtige Form und Lagerung vor der Ausscheidung der letzteren erhalten haben müssen. Die Trümmerstructur im Hornblendegranit ist daher als Protoklas-, nicht als Kataklasstructur zu bezeichnen. In Fig. 4 auf Tafel VI sehen wir zwei grössere Hornblendeindividuen von unregelmässiger Umrandung, an denen man ganz gut verfolgen kann, wie von ihren Rändern kleine Theilchen losgerissen und verschleppt worden sind. Diese Theilchen stecken zum Theil in

einem kleinkörnigen Aggregat von Quarz- und Feldspathtrümmern, zum Theil aber ragen sie hinein in unzerbrochene Quarze oder Feldspäthe oder werden von denselben ganz umhüllt. Die Abtrennung dieser Hornblendetheilchen muss also erfolgt sein, ehe sich alle Quarze und Feldspäthe des Gesteines ausgeschieden und ihre heutige Lagerung angenommen hatten. Das abgebildete Präparat stammt von einem grobporphyrischen Hornblendegranit („Augengneiss") vom Grauberge bei Schweinheim und ist unter Anwendung nur des unteren Nicols in etwa zehnfacher Vergrösserung aufgenommen.

Ganz anders sehen Dünnschliffe von solchen Stellen des Hornblendegranites aus, an welchen Verwerfungen durch ihn hindurchsetzen. So ist er z. B. im Bessenbacher Thale bei der Einmündung des „Engen Grundes" auf weite Erstreckung hin von zahlreichen Klüften durchsetzt, in deren Nähe das Gestein eine völlig abweichende Beschaffenheit angenommen hat. Man erkennt hier mit blossem Auge unzählige gestreifte Gleitflächen, auf denen Eisenoxyd, oft in deutlichen Krystallen später abgesetzt worden ist. Von Hornblende oder Biotit sieht man nichts mehr; dagegen erkennt man zahllose dunkelbraune, völlig dichte Streifen, welche theils parallel, theils unter den verschiedensten Winkeln gekreuzt, das ganze Gestein durchtrümern, oft mitten durch grössere, ursprünglich jedenfalls einheitliche Feldspäthe hindurchsetzend. Unter dem Mikroskop erblickt man keine Hornblende und keinen Biotit mehr — soweit dieselben nicht in noch erhaltenen Feldspäthen oder Quarzen eingeschlossen sind — sondern nur trübe schmutzigbraune Striemen, welche durch die Zerreibung und gleichzeitige Zersetzung jener Gemengtheile gebildet worden sind. Ferner sieht man in einer sehr kleinkörnigen, aus lauter scharfeckigen Quarz- und Feldspathtrümmern bestehenden Grundmasse noch undulös auslöschende, oft linsenförmige Quarzkörner, die häufig wieder in mehrere Fragmente von verschiedener Orientirung zerpresst sind und oft von Aederchen eines kleinkörnigen Trümmeraggregates durchzogen werden, sowie Feldspäthe, deren Zwillingsstreifung vielfach starke Verbiegungen erkennen lässt.

Die Zusammensetzung und Structur der Schieferschollen im Hornblendegranit ward schon oben beschrieben. Hier soll nur noch kurz das in Fig. 1 u. 2, Tafel II abgebildete Gesteinsstück besprochen werden, das in dem Kersantitbruch am Südwestabhang des Grauberges gesammelt wurde. Fig. 1 auf derselben Tafel stellt den mittleren Theil eines grossen Dünnschliffs parallel zu der abgebildeten Fläche in etwa 4facher Vergrösserung dar. Die Mitte beider Figuren nimmt ein dunkles, dichtes Band ein, welches das auf S. 216 besprochene Gestein mit Grauwackenstructur darstellt. Rechts davon liegt

Hornblendegranit, der, wie Fig. 1 zeigt, reich ist an abgeblätterten Grauwackenschüppchen. Links von der Grauwacke erblickt man zwei andere Lagen geschieferter Gesteine, welche allmählich in einander übergehen, aber haarscharf an der Grauwacke abstossen. Das hellere Gestein besteht vorwiegend aus einem Aggregat von Plagioklasen, innerhalb dessen dunkle, aus Granat, Hornblende und Biotit bestehende Streifen ausgeschieden sind. Das dunklere ist ein feldspathreicher, hornblendeführender Quarzbiotitschiefer. Der metamorphe Grauwackenschiefer schneidet, wie Fig. 2 zeigt, die Schichten der beiden anderen Schiefergesteine discordant ab. Die Grenzlinie ist aber durchaus nicht ebenflächig, sondern die grösseren Feldspäthe des hellen, granatführenden Schiefers haben sich in das Grauwackengestein eingedrückt; auch sind kleine Fetzen des letzteren losgelöst und in den hellen Schiefer randlich eingebettet worden. Alle diese Verhältnisse sprechen dafür, dass die Grauwacke und die beiden anderen Schiefergesteine ursprünglich zwei isolirte Fragmente innerhalb des Hornblendegranites bildeten, welche durch die Bewegungen des Magmas aneinandergepresst wurden, wobei sie sich jedenfalls in plastischem Zustande befanden. Für dies letztere zeugt das Eindringen der Feldspäthe des hellen Schiefers in die Grauwacke und die Ablösung kleiner Fetzen von dieser und deren Einbettung in jenen.

Die chemische Zusammensetzung des älteren Granites ward an einer nach makroskopischer Untersuchung einschlussfreien Probe vom Gottelsberg, östlich von Aschaffenburg, ermittelt (analysirt von der Grossh. Prüfungsstation zu Darmstadt):

	I	II
SiO_2	74,19 %	74,79 %
Fe_2O_3	2,11 „	
FeO	1,17 „	
Al_2O_3	12,80 „	
TiO_2	0,06 „	
CaO	1,01 „	
BaO	0,02 „	
MgO	0,50 „	
K_2O	4,48 „	
Na_2O	2,49 „	
P_2O_5	0,65 „	
Chem. geb. H_2O	0,30 „	
Mech. „ „	0,04 „	
	99,82 %	

Weitere Bestimmungen des Kieselsäuregehaltes ergaben:

	III	IV	V
SiO_2	73,76	74,29	72,66

III. Aelterer Granit vom Mainaschaffer Weinberg.

IV. „ „ aus einem Schurf südlich vom Bahnhof Kleinostheim.

V. „ „ aus einem Steinbruch nördlich von Stockstadt a. M.

Zum Vergleiche mögen hier die Analysen einiger älterer Granite des Odenwaldes angeführt werden[1]:

VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	
72,80	71,39	69,61	68,89	68,71	68,11	67,71	64,54	64,38	SiO_2
								14,09	Al_2O_3
								6,10	F_2O_3
								3,68	FeO
								4,51	CaO
								2,04	MgO
								3,72	K_2O
								0,55	Na_2O
								—	P_2O_5
								—	TiO_2
								0,82	H_2O { chem. geb. / mech. „
								100,22	

VI. Aelterer Granit, grobkörnig, von Lichtenberg, Burgweg.

VII. „ „ porphyrisch, vom Spitzenstein bei Nonrod. (Das Gebiet vom Spitzenstein ist arm an Dioriten und Diabasen; der Granit enthält fast keine Einschlüsse von Diorit).

VIII. „ „ porphyrisch, vom Rodensteiner Weg bei Nonrod.

IX. „ „ porphyrisch, vom Felsberg.

X. „ „ körnig, vom Felsberg.

XI. „ „ porphyrisch, vom Mühlberg bei Steinau.

} Arm an Einschlüssen von Hornblendegesteinen.

---

[1]) Ausgeführt von der Grossh. chem. Prüfungsstation für die Gewerbe in Darmstadt (Dr. W. Sonne). Mitgetheilt von C. Chelius.

Analysen VI—XIII, Notizblatt d. Vereins f. Erdkunde und d. Grossh. geolog. Landesanstalt zu Darmstadt. IV. Folge, 15. Heft, S. 34—35.

Analyse XIV, Erläuterungen zu Blatt Gross-Umstadt, S. 44—45.

XII. Aelterer Granit, porphyrisch, von Stettbach (umhüllt Diabasschollen).
XIII. „ „ körnelig, von Messbach (Grenzgestein gegen eine grössere Schieferscholle).
XIV. „ „ von Bockenrod.

Die Analyse des Granites vom Gottelsberg lässt durch die niedrigen Werthe von Na_2O und CaO im Vergleiche zu K_2O das Ueberwiegen des Orthoklases über den Plagioklas erkennen. Der niedrige Werth von MgO bestätigt Thürach's Ansicht, dass der Biotit des Gesteines magnesiaarmer Kali-Eisenglimmer ist. Im Vergleich zu den älteren Graniten des Odenwaldes erscheinen diejenigen des Spessarts sehr sauer; wie aber die den Analysen der ersteren beigefügten Bemerkungen von C. Chelius erkennen lassen, kommen in fast allen diesen mehr oder weniger reichliche Einschlüsse von Schiefer- oder basischen Eruptivgesteinen vor, durch deren Resorption der Kieselsäuregehalt des Granites so stark heruntergedrückt worden sein dürfte. Der auffällig kieselsäurearme, grobkörnig-porphyrische Granit von Bockenrod lässt zwar keine fremden Einschlüsse erkennen, ist aber sehr reich an Biotit. Noch niedriger werden die Werthe der Kieselsäure in den Hornblendegraniten. Es folgen hier die Analysen eines Hornblendegranites („Dioritgneisses") vom Stengerts[1]) und diejenigen mehrerer Odenwälder Hornblendegranite[2]):

I. Dioritgneiss vom Stengerts.
II. Dunkler, alter Granit mit Hornblende von Heubach bei Gross-Umstadt.
III. Aelterer Granit vom Oberwald bei Steinau; enthält etwas Hornblende.
IV. „ „ vom Felsberg gegen Beedenkirchen, körnig. Dieser und der vorhergehende Granit sind nach C. Chelius reicher an Dioriteinschlüssen als die oben angeführten Granite (Analysen VIII bis XII, Seite 236).

[1]) Ausgeführt von R. Toussaint; mitgetheilt von E. Goller (l. c. S. 491).

[2]) Ausgeführt von d. Gr. chem. Prüfungsstation in Darmstadt. Mitgetheilt von C. Chelius. Notizbl. d. Vereins f. Erdkunde etc. IV. Folge, Heft 15, S. 34—35 und Erläuterungen zu Blatt Gross-Umstadt, S. 44—45.

V. Aelterer Granit, von Beedenkirchen, Hornblendegranit.
VI. „ „ vom „Alten Roth“ am Felsberg, Hornblendegranit.
VII. „ „ vom „Felsenmeer“ am Felsberg, Hornblendegranit.
VIII. „ „ von der Amalienhöhe bei Hochstädten, Hornblendegranit.
IX. „ „ vom Teufelsberg am Felsberg, Hornblendegranit (enthält besonders grosse Hornblenden und sehr frischen Feldspath).

(V.–IX.:) Diese Granite sind erfüllt von zahllosen Einschlüssen, die stets beträchtliche Resorptionen vermuthen lassen.

	I	II		III	IV	V	VI	VII[2]	VIII	IX
SiO_2	56,68	56,56		63,86	62,18	58,55	56,40	55,58	51,10	51,07
TiO_2	2,08	0,14		0,03				0,18		
Al_2O_3	12,23	12,88		17,87				16,58		
Fe_2O_3	5,12	3,77		1,24				5.02		
FeO	4,96	3,77		2,88				2,72		
MnO	0,73	—		—				—		
CaO	6,05	5,48		3,33				8,16		
MgO	0,44[1]	5.01		0,99				4,56		
K_2O	3,99	3,96		3,56				1,66		
Na_2O	6,75	3,60		4,10				3,02		
P_2O_5	—	3,29		0,65				1,43		
H_2O	1,03	0,65	chem. geb.	0,84				0,69		
		0,25	mechan. „	0,17				0,18		
	100,06	99,72		99,52				99,78		

b) Der jüngere Granit.

In seiner mineralischen Zusammensetzung weicht der jüngere Granit nur wenig vom älteren ab. Der wesentlichste Unterschied besteht darin, dass im ersteren der Orthoklas nicht so stark über den Plagioklas dominirt, als im letzteren. Apatit ist meist nur in sehr geringer Menge vorhanden.

[1]) Goller bezweifelt die Richtigkeit der hier mitgetheilten Zahl für MgO und hält dieselbe für zu niedrig.

[2]) Enthält noch 0,33% SO_3; S ist jedoch wahrscheinlich als FeS_2 vorhanden.

Von der Ausbildungsweise der einzelnen Gemengtheile und ihrer gegenseitigen Anordnung ist nichts anderes zu sagen, als beim älteren Granit. Nur ist meist der Parallelismus der Biotitblättchen ein vollkommenerer, so dass im jüngeren Granit mehr eine schieferige Structur entsteht im Gegensatz zur Flaserstructur des älteren.

Dass die parallele Lagerung der Biotite auch hier durch einen auf das erstarrende Magma ausgeübten Druck bewirkt wurde, welchem letzteren auch die häufig zu beobachtenden mechanischen Deformationen an Quarz und Feldspath zuzuschreiben sind, sowie die oft zu beobachtende undulöse Auslöschung, braucht nach den früheren Auseinandersetzungen hier nicht mehr ausführlich dargelegt zu werden.

Am reinsten scheint das Magma des jüngeren Granites in den zahllosen Trümern ausgebildet zu sein, welche den älteren Granit durchsetzen. Hier hat dasselbe stets eine hellröthliche Färbung. Meist erscheint aber der jüngere Granit mehr röthlichgrau, so z. B. in den Aufschlüssen am Wendelberg und Hermesbuckel. Hier lässt es sich deutlich verfolgen, dass diese grauen Partien des Granites durch Resorption von Schiefermaterial entstanden sind, denn in diesen findet man nicht nur deutlich als solche noch erkennbare, zum Theil sogar recht beträchtliche Schieferreste, sondern es ist auch der ganze Granit erfüllt mit Feldspäthen von auffälliger Skelettstructur. In solchen an resorbirtem Schiefermaterial reichen Stellen tritt auch Muscovit nicht selten auf, wahrscheinlich als eine Art endogenes Contactprodukt. Die grauen Granitpartien werden oft, wie dies Fig. 1 auf Tafel III zeigt, von den röthlichen förmlich durchtrümert, so dass schon hieraus auf Fluctuationen im Magma vor seiner Erstarrung geschlossen werden kann. Die Grenze zwischen grauem und röthlichem Magma ist aber nirgends so scharf, dass man etwa letzteres für ein bedeutend jüngeres Eruptionsstadium halten müsste.

Ebenso wie der ältere Granit dort, wo er Hornblendegesteine umschliesst, durch deren partielle Resorption zum Hornblendegranit wird, thut dies auch der jüngere. Besonders gut ist dies zu verfolgen in den nördlichsten Zonen des Grundgebirges im Spessart, also in denjenigen der „jüngeren Gneisse.“ Wo dort in dem jüngeren Granit Biotitschiefer enthalten sind, da ist er als Biotitgranit ausgebildet (so bei Kälberau, Albstadt, Hof Trages, Lützelhausen u. s. w.), wird aber sofort zum Hornblendegranit, wo Amphibolgesteine von ihm eingeschlossen oder durchtrümert werden, so z. B. bei Grossenhausen („Auf der Ruhe“).

Wie der ältere, so folgt auch der jüngere Granit bei seinen Injectionen in die Schiefer im Allgemeinen deren Parallelstructur. Wo die Schiefer gefaltet sind, macht er alle Windungen dieser Falten mit, setzt jedoch nicht selten auch, wahrscheinlich vorhandene Discontinuitäten benützend, quer durch.

Die Faltung der Schiefer und der sie injicirenden Granitgänge ist nun sicher nicht jünger als die Verfestigung des Gesteines, wie sich dies z. B. durch das auf Tafel IV, Fig. 1 abgebildete (ungefähr nat. Gr.) Handstück deutlich nachweisen lässt. Dasselbe stammt aus dem Bessenbacher Thale, ungefähr von der „Birkendelle“. Dort wird der Hornblendegranit mit seinen Schieferschollen von jüngerem Granit (Granitgneiss Bücking, körniger Gneiss Thürach) theils in gewaltigen Apophysen, theils in schmalen Trümern durchädert. In einer jener Schieferschollen waren zur Zeit kleine Schürfe angelegt, welche sehr zierliche Trümer jüngeren Granites in dem Biotitschiefer aufgeschlossen hatten. Die Untersuchung eines grossen Dünnschliffes parallel zu der abgebildeten Fläche zeigte, dass weder der Schiefer noch auch der Granitgang mechanische Deformationen erlitten haben, wie man doch erwarten müsste, sie zu treffen, wenn die Faltung an dem schon völlig erstarrten Gestein vor sich gegangen wäre. Nun zeigt zwar der Granit überall Druckerscheinungen an seinen Feldspäthen und Quarzen; aber aus den bei Besprechung des älteren Granites angeführten Gründen muss man auch hier diese Structur als protoklastisch, nicht als kataklastisch bezeichnen. Wäre der Granit als starre Masse gefaltet worden, dann müssten sich die stärksten Pressungen an den Umbiegungsstellen des Trumes finden. Dies ist aber nicht der Fall. Und so muss man denn schliessen, dass der Granit entweder in die schon gefalteten Schiefer eindrang, oder, dass sich die Faltung wenigstens gleichzeitig mit dem Eindringen, jedenfalls noch vor der völligen Verfestigung des Granites vollzog.

Die chemische Zusammensetzung des jüngeren Granites ist nicht so sehr verschieden von der des älteren. Im Allgemeinen ist aber der Kieselsäuregehalt des jüngeren etwas höher und die Menge des Natrons bleibt nur wenig hinter der des Kali zurück oder übertrifft sie gar.

Analyse I ist die eines jüngeren Granites vom Hermesbuckel östlich von Aschaffenburg, der nach seiner grauen Farbe und seiner Führung von Skelettfeldspäthen resorbirtes Schiefermaterial enthält;

II. Gang von jüngerem Granit im älteren. Goldbach bei Aschaffenburg.
III. Desgl. Stockstadt a. M.
IV.[1]) Jüngerer Granit vom Oberwald bei Steinau (enthält mehr Biotit als gewöhnlich).
V. „ „ „ Felsberg.
VI. „ „ „ Lindenstein bei Heppenheim (roth gefärbt).
VII. „ „ „ Lindenstein, weniger frisch als der vorhergehende, weiss.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
$Si O_2$	72,63%	73,67%	74,82%	71,05%	73,55%	76,44%	75,49%
$Ti O_2$	0,07 „	—	—	—	—	—	—
$Al_2 O_3$	13,49 „	—	—	—	—	13,78 „	—
$Fe_2 O_3$	2,17 „	—	—	—	—	0,97 „	—
$Fe O$	1,04 „	—	—	—	—	0,07 „	—
$Ca O$	1,65 „	—	—	—	—	0,75 „	—
$Mg O$	0,89 „	—	—	—	—	0,34 „	—
$K_2 O$	2,62 „	—	—	—	—	3,50 „	—
$Na_2 O$	3,86 „	—	—	—	—	2,76 „	—
$P_2 O_5$	0,26 „	—	—	—	—	0,51 „	—
$S O_3$	0,34 „	—	—	—	—	0,25 „	—
$H_2 O$ chem. geb.	0,31 „	—	—	—	—	0,38 „	—
„ mech. „	0,23 „	—	—	—	—	0,33 „	—
	99,26%	—	—	—	—	100,08%	—

c. Pegmatite.

Die pegmatitartigen Bildungen im Grundgebirge des Spessarts tragen, wie schon Thürach erkannte, theils mehr den Charakter von Füllmassen drusenartiger Hohlräume in den Graniten, theils haben sie alle Eigenschaften echter Eruptivgänge, indem sie entweder parallel zu den Schieferungsflächen der Gesteine oder schräg zu denselben und oft sehr scharf gegen ihre Umgebung abgesetzt, eingedrungen sind und mehrfach dieselbe in deutlicher Weise verändert haben.

Sehr verschiedenartig sind auch die Formen ihrer inneren Structur und der Lagerung ihrer Gemengtheile. Während manchmal sich eine bilateral-

[1]) IV—VII. Jüngere Granite des Odenwaldes. Analysen mitgetheilt von C. Chelius. Notizblatt d. Vereins f. Erdkunde u. d. geol. Landesanstalt z. Darmstadt. IV. Folge, Heft 15, S. 34—35.

symmetrische Anordnung der letzteren nicht verkennen lässt (z. B. in dem Gange im jüngeren Granit an der Feldstufe bei Feldkahl) herrscht meist ganz richtungslose Structur. Vielfach ist eine schöne Schriftgranitstructur ausgebildet (Dahlem's Buckel, Grauer Stein), während sehr häufig die Gemengtheile in ganz merkwürdiger Weise von einander gesondert auftreten. So nimmt man oft wahr, dass sich der Glimmer an den Salbändern concentrirt hat und dort dickschuppige Aggregate bildet. Bauchige Erweiterungen dünner Adern bestehen oft fast nur aus derbem Quarz, während Verengerungen von Gängen vielfach ausschliesslich von Feldspath zusammengesetzt werden. Die Gründe für diese merkwürdigen Differenzirungen, besonders auch für die bei der Besprechung der glimmerreichen Schiefer erwähnte Thatsache, dass in deren Bereich so enorm häufig Quarzgänge und Quarzlinsen, seltener eigentliche Pegmatite auftreten, obwohl beide in engen genetischen Beziehungen zu stehen scheinen, sind bis jetzt noch in keiner Weise aufgeklärt.

Die echt eruptive Natur eines grossen Theiles der Pegmatite wird durch die von ihnen ausgeübte contactmetamorphe Beeinflussung des Nebengesteins erwiesen. Besonders macht sich hier die Neubildung von Kaliglimmer und von Sillimanit bemerklich. Bei der Untersuchung der Schweinheimer Schiefer ist stets nachzuweisen, dass ihr Muscovitgehalt nach den Salbändern der zahllosen Pegmatitgänge zu, welche in ihnen aufsetzen, ganz bedeutend zunimmt und dass am Contact selbst vielfach alle andern Schiefergemengtheile durch den Muscovit verdrängt werden. Noch deutlicher ist die Abhängigkeit des Sillimanits von der Nachbarschaft der Pegmatite. Sehr oft ist auch in ihrer Nähe das Nebengestein stark turmalinisirt, ein Verhältniss, das zur Zeit in einem Steinbruch an der Bergmühle bei Damm (am Nordabhange des Galgenberges) vorzüglich aufgeschlossen war. Ueberall, wo man in den Grundgebirgsgesteinen des Spessarts Turmalin in makroskpisch wahrnehmbaren Prismen findet, kann man sicher sein, in der unmittelbaren Nähe einen Pegmatitgang zu entdecken. Der Contact der Pegmatitgänge mit dem Nebengestein und zwar, wie es scheint, fast ausschliesslich der mit Schiefergesteinen ist der Fundort für die schönen Cyanite, Apatite, Berylle, Granate u. s. w., welche früher besonders an der Bergmühle bei Damm und der Aumühle daselbst gesammelt wurden. Gerade dort werden aber die Granite, welche zahlreiche Schieferschollen umschliessen, von vielen Pegmatiten durchsetzt und auf der Grenze dieser Gesteine haben sich, wie die Stufen der Aschaffenburger und anderer Sammlungen beweisen, jene schönen Mineralbildungen vollzogen.

Die Formen der Pegmatitgänge sind höchst mannichfaltig und können an den von Thürach mitgetheilten Figuren, in welchen die Pegmatite allerdings meist nicht als solche, sondern als „Differenzirungsformen“ der verschiedenen „Gneisse“ bezeichnet sind, gut erkannt werden. Sehr oft nimmt man die complicirtesten Verästelungen wahr, in die sich stärkere Pegmatitgänge auflösen. In anderen Fällen wieder sieht man sie allen Faltungen der von ihnen injicirten Schiefergesteine folgen. Einen sehr interessanten Pegmatitgang stellt Fig. 7, Tafel IV dar. (Maassstab etwa 1 : 12 d. nat. Gr.). Derselbe setzt auf in einem Block älteren Granites, der am linken Mainufer etwa 500 m südlich von Kleinostheim liegt. Die merkwürdig gewundene Form dieses Ganges, der an einer Stelle wieder in sich selbst zurückläuft, ist unmöglich durch eine spätere Faltung zu erklären. Er muss vielmehr zu einer Zeit in den Granit injicirt worden sein, als dieser noch eine gewisse Plasticität besass und durch den Widerstand seiner Masse das eindringende Pegmatitmagma in die jetzt vorliegende auffällige Form zwang. Ganz ähnliche Gestalten kann man erhalten, wenn man aus einer Injectionsspritze, wie sie bei zoologischen Arbeiten gebraucht wird, in eine zähflüssige Masse, (etwa Kleister) eine selbst etwas zähe, abweichend gefärbte Flüssigkeit einpresst.

Sehr oft umschliessen Pegmatitgänge Fragmente des Nebengesteines. Dass sie auf diese auch resorbirend eingewirkt haben, beweist der Umstand, dass in sehr vielen Pegmatiten, welche in Hornblendegesteinen aufsetzen, grosse Hornblendekrystalle ausgeschieden sind, welche den übrigen Gängen, die im Granit oder im Biotitschiefer liegen, stets fehlen. Sehr deutlich kann man diese Wiederausscheidung resorbirter Hornblende beobachten in den Steinbrüchen bei Langstadt (südlich von Babenhausen) — hier auch Titanit — bei Grossenhausen und Alzenau, an Dahlem's Buckel bei Aschaffenburg u. s. w. Dies Verhalten der Pegmatitgänge spricht einerseits für ihren echt eruptiven Charakter und giebt anderseits eine Analogie für die oben behauptete Entstehung des Hornblendegranites durch Resorption hornblendeführender Schieferfragmente.

d) Aplite.

Die Aplite unterscheiden sich vom jüngeren Granit durch ein im Allgemeinen noch kleineres Korn und ihre grosse Armuth an Biotit, welcher nur in vereinzelten kleinen Flitterchen ausgeschieden ist. Trotzdem ist manchmal noch eine Parallelstructur in diesen Gängen angedeutet, welche sich nach dem Salband richtet. Auch protoklastische Structur ist öfters gut zu erkennen.

Der S. 186 besprochene Aplitgang, welcher an Dahlem's Buckel den Amphibolit und den Pegmatit durchsetzt, umschliesst mehrfach Fragmente dieser Gesteine. An den Stellen, wo er den Pegmatit berührt, haben sich häufig schwarze über centimeterbreite und bis über decimeterlange Biotitlamellen ausgeschieden, die senkrecht zur Grenzfläche stehen. An manchen Stellen des Ganges ist ein deutlicher Uebergang des sonst so kleinkörnigen Gesteines in Massen von fast mittelkörniger Structur wahrzunehmen.

e) Kersantite.

Die petrographische Beschaffenheit der Kersantite ist von Chelius, Bücking, Thürach und besonders von E. Goller so ausführlich untersucht worden, dass hier nichts Neues über dieselbe gesagt werden kann. Nur einige Bemerkungen über das Verhältniss derselben zu den Graniten mögen hier Platz finden. Zuerst muss betont werden, dass durch Thürach (l. c. S. 103) die Hinfälligkeit der Behauptung Gollers erwiesen wurde, dass die Kersantite nur auf das Gebiet des „Dioritgneisses" beschränkt seien. Da wir oben versucht haben, den Nachweis zu führen, dass der „Dioritgneiss" nicht ein selbständiges Eruptivgestein darstellt, sondern aus dem gewöhnlichen älteren Granit durch Ausscheidung von resorbirter Hornblende der eingeschlossenen Amphibolgesteine hervorgeht, kann uns dies nicht Wunder nehmen.

Ueber die genetischen Beziehungen zwischen den Kersantiten und dem von ihnen durchsetzten Granit („Dioritgneiss") hat Goller zwei Vermuthungen aufgestellt (l. c. S. 568) nämlich: „entweder Dioritgneiss und dioritischer Lamprophyre hängen substantiell von einander ab, d. h. der dioritische Lamprophyr ist nichts weiter als umgeschmolzener, modificirter Dioritgneiss" oder „der Dioritgneiss verdankt sein charakteristisches Aussehen, sein individuelles Gepräge den nämlichen Ursachen, welche die Lamprophyre ins Dasein riefen; mit anderen Worten: der Dioritgneiss ist ein metamorphosirtes Gestein; seine Umwandlung und die Lamprophyrergüsse stehen in directem Zusammenhange." Nach unseren Darlegungen über den Hornblendegranit und seine Abhängigkeit vom Auftreten hornblendehaltiger Schiefergesteine ist die letztere der beiden von Goller aufgestellten genetischen Anschauungen wohl ohne weiteres als unhaltbar zu bezeichnen. Was aber die Deutung des Lamprophyrs als umgeschmolzener Dioritgneiss betrifft, so weisen die von Goller mitgetheilten Analysen zwar ungefähr denselben Kieselsäuregehalt nach, zugleich aber auch Abweichungen von mehreren Procenten bei Thonerde, Eisen, besonders Magnesia u. s. w. Die Umschmelzung scheint Goller für eine Wirkung desselben

Druckes zu halten, welcher die Spalten aufriss, an denen die Lamprophyre zu Tage traten, eine Vorstellung, welche von den sonst geltenden Anschauungen über die Entstehung gangförmiger Eruptivgesteine stark abweicht.

Jedenfalls deutet das bei vielen jener Lamprophyrgänge vorhandene dichtere Salband darauf hin, dass die Erstarrung des Ganggesteines sich relativ schnell vollzog, dass demnach der Hornblendegranit zu jener Zeit bereits völlig erstarrt und erkaltet war. Hierfür sprechen auch die Fragmente von Hornblendegranit, jüngerem Granit, Pegmatit und (? Aplit), welche sich local ziemlich häufig in den Lamprophyren finden. Alle diese Gesteinsfragmente zeigen genau die Ausbildungsweise der in der Umgebung anstehenden. Es erscheint nach Allem viel natürlicher, die dioritischen Lamprophyre des Spessarts nicht als ein Umschmelzungsprodukt ihres Nebengesteines, sondern vielmehr als selbständige eruptive Bildungen zu betrachten.

Abgesehen von den oben genannten Fragmenten der Nebengesteine und deren zweifellos durch Zerspratzung isolirten Gemengtheilen, führen noch manche jener Lamprophyrgänge Quarzdihexaëder und grosse Orthoklase, welche von Goller, Bücking und Thürach als Ausscheidungen des Magmas und nicht als fremde, aus dem Nebengestein stammende Einschlüsse betrachtet werden.

Dass die Quarzdihexaëder aus keinem der Nebengesteine stammen können, ist ohne weiteres zuzugeben. Da sich aber neben ihnen nicht selten gerundete, im pol. Licht in mehrere Theilkörner zerfallende Quarze finden, sowie grössere, offenbar aus Pegmatitgängen stammende Brocken derben Quarzes, ist es wohl am einfachsten, die Quarzkrystalle als Ausscheidungen des Magmas anzusehen, das sich local durch starke Resorption von Einschlüssen des Nebengesteins mit Kieselsäure überladen hatte und diese später in Form jener Krystalle wieder abschied. In einem noch späteren Stadium der Erstarrung corrodirte dann das Lamprophyrmagma die Krystalle wiederum und setzte um dieselben den charakteristischen grünen Saum von Hornblendesäulchen ab.

Was nun die grossen Orthoklase anbetrifft, von denen Goller und Bücking nachgewiesen haben, dass sie ihrer abweichenden chem. Zusammensetzung — und auch ihrer bedeutenderen Grösse wegen — nicht aus den „Augengneissen" stammen können, so möchte Verfasser vermuthen, dass dieselben aus den Pegmatitgängen durch Zerspratzung isolirt und dann im Lamprophyr durch Corrosion abgerundet worden sind. Leider fehlte es dem Verfasser an Zeit,

durch specielle Untersuchung der Pegmatitfeldspäthe den Beweis hierfür zu versuchen.

Ebenso möchte der Verfasser die Frage aufwerfen, ob nicht die Verschiedenheiten in der Zusammensetzung der Lamprophyre, die zwar vorwiegend als eigentliche Kersantite, z. Th. aber auch als Camptonite ausgebildet sind, wobei sogar beide Formen an verschiedenen Stellen desselben Ganges auftreten, durch Aufnahme von Material aus dem Nebengestein erklärt werden können, wobei die Verschiedenartigkeit des Nebengesteines, theils Schiefer, theils Granit, stark zur Geltung gekommen sein könnten.

Am Grauberge bei Schweinheim, ungefähr in der nördlichen Fortsetzung des von Goller als Nr. X bezeichneten Lamprophyrganges, finden sich Granitstücke, welche durch eine eigenthümliche schwarze Streifung auffallen. Bei flüchtiger Betrachtung könnte man die oft noch nicht millimeterbreiten Streifen für Anhäufungen feinster Glimmerschüppchen halten, sieht aber unter dem Mikroskop sofort, dass dieselben aus dünnen vielfach verästelten Kersantittrümchen bestehen. Dieselben sind äusserst feinkörnig, so wie die dichtesten Stellen der Salbänder der grösseren Gänge, und oft ausserordentlich erzreich. In ihnen nun finden sich zahlreiche zerspratzte Gemengtheile des Granites; Quarze, zum Theil stark corrodirt und sehr häufig von grünen Hornblendesäulchen umsäumt, Biotite, welche ganz trübe und durch Ausscheidung von Eisenverbindungen opak geworden sind, und Feldspäthe, deren optische Eigenschaften stärkste Beeinflussung erfahren haben.

Schlussbemerkungen.

Am Ende unserer Darlegungen über die Gesteine des krystallinen Grundgebirges im Spessart sei es gestattet, die gewonnenen Resultate nochmals kurz zusammenzustellen.

Die „Gneisse“ des Spessarts zerfallen in zwei — besonders in genetischer Hinsicht — scharf gesonderte Gesteinsgruppen, für welche daher am besten der Name „Gneisse“ ganz aufgegeben wird, um nicht die Vorstellung gleichartiger Entstehung derselben zu erwecken.

Die eine, ältere Gruppe setzt sich zusammen aus einem System von Schiefergesteinen, denen wahrscheinlich Effusivgesteine und deren Tuffe eingeschaltet sind. Sämmtliche Glieder dieser Gruppe befinden sich im Zustande einer sehr starken Umwandlung, welche ihre frühere Be-

schaffenheit in vielen Fällen gar nicht, in anderen nur annähernd erkennen lässt. Wahrscheinlich sind die Quarzitschiefer aus Sandsteinen hervorgegangen, die körnigen Kalke aus dichten Kalksteinen; die glimmer- und feldspathreichen Schiefer lassen infolge einer völligen Umkrystallisation keine Andeutung ihres Urzustandes erkennen. Dass sie aber echte Sedimente — vielleicht von grauwackenähnlicher Beschaffenheit — waren, wird wahrscheinlich gemacht durch ihre Wechsellagerung mit Gesteinen, die entweder noch deutliche klastische (allothigene) Körner enthalten, oder in ihrer Structur noch gewisse Uebereinstimmung mit Grauwackengesteinen besitzen.

Eine ganz eigenthümliche Gesteinsgruppe, welche sich aber in tektonischer Hinsicht völlig als Glied des Schiefergebirges verhält, stellen die dunklen, hornblendereichen Gesteine dar, die theils massig ausgebildet sind und wahrscheinlich als umgewandelte Diorite, Gabbros oder Diabase, theils schieferig struirt, und dann wohl als metamorphe Tuffe dieser Effusivgesteine angesprochen werden dürfen. Die schieferigen Hornblendegesteine stehen durch zahllose Uebergänge in engster Wechselbeziehung zu den glimmerreichen Schiefern, in welchen sie eingelagert sind, und auch die Kalksilicathornfelse bilden Zwischenglieder beider Gesteinsarten.

Das geologische Alter dieses Systems von Schiefer- und Effusivgesteinen ist derzeit aus Mangel an allen organischen Resten in den ersteren nicht mit Sicherheit zu ermitteln. Es lässt sich in dieser Hinsicht lediglich die Vermuthung aussprechen, dass, wie im Schwarzwald und den Vogesen, mit denen Odenwald und Spessart in tektonischer Hinsicht ein Ganzes bilden, auch hier umgewandelte paläozoische Schichten, deren jüngste culmisches Alter besitzen können, vorliegen mögen.

Dieselben Kräfte, welche die Aufrichtung jener paläozoischen Schichten im Schwarzwald und den Vogesen bewirkten, haben auch die alten Sedimente des Spessarts in eine Anzahl nordöstlich streichender Falten zusammengeschoben und zwar, wie der Gebirgsbau des Schwarzwaldes lehrt, wahrscheinlich nach Ablagerung des productiven Carbons.

Durch die Faltung ward der feste Zusammenhang der Sedimente gelockert und gleichzeitig der Raum geschaffen, in welchen durch denselben Gebirgsdruck, der die Faltung bewirkte, Eruptivmassen eingepresst wurden.

Diese zweite Hauptgruppe der krystallinen Gesteine des Spessarts besteht aus Intrusivgesteinen von der mineralischen Zusammensetzung und der Structur von Graniten. Nur insofern weicht letztere von der gewöhn-

lichen, richtungslosen Granitstructur ab, als an den meisten Stellen im Spessart sich eine mehr oder minder deutliche Parallelstructur des Granites ausgebildet findet, daneben auch vielfach eine hochentwickelte Trümmerstructur. Es ist oben versucht worden, aus der mikroskopischen Beschaffenheit der Granite unter gleichzeitiger Berücksichtigung ihrer Lagerungsverhältnisse den Nachweis zu liefern, dass sowohl die parallele Anordnung der Granitgemengtheile — besonders der Glimmer — als auch die Trümmerstructur, welche die Granite namentlich dort zeigen, wo sie in schwachen Aederchen auftreten, einem Drucke zuzuschreiben sind, welcher vor der völligen Erstarrung des Magmas in Wirksamkeit war und dass demnach beide primäre Erscheinungen bilden. Die Trümmerstructur der Spessartgranite entspricht daher in den allermeisten Fällen der „Protoklasstructur" Brögger's, während eine durch Pressung des völlig verfestigten Gesteines erzeugte Kataklasstructur im Verhältniss zu jener stark zurücktritt.

Der echt eruptive Charakter der Spessartgranite ergiebt sich daraus, dass die Schiefergesteine von jenen in der mannichfaltigsten Art injicirt, zertrümmert und zerfetzt, zum Theil auch aufgelöst und sämmtlich contactmetamorphisch beeinflusst worden sind. Die isolirten Fragmente geschieferter Gesteine, welche von den Graniten umschlossen werden, dürfen wegen der Mannichfaltigkeit ihrer mineralischen Zusammensetzung und wegen ihrer völligen Uebereinstimmung mit den als selbständige Gebirgsglieder auftretenden Schiefermassen nicht als „basische Ausscheidungen" aus dem Magma betrachtet werden. Aus denselben Gründen darf man aber auch die Granite nicht als Theile der Erstarrungskruste der Erde auffassen.

Innerhalb der Spessarter Granitmasse kann man zwei grössere Eruptionsphasen unterscheiden, deren Producte im Vorhergehenden als älterer und als jüngerer Granit bezeichnet wurden. Man wird sich vorstellen können, dass die Eruption des jüngeren Granites nach einer Ruhepause durch erneute Gebirgsbewegungen bedingt wurde und zwar zu einer Zeit, als der ältere Granit noch nicht vollständig erstarrt und erkaltet war, da eine so intensive Durchtrümerung desselben durch den jüngeren, wie wir sie im Spessart finden, nur unter dieser Voraussetzung denkbar ist. Andernfalls, wenn man annehmen wollte, der jüngere Granit sei erst nach der völligen Erstarrung des älteren emporgedrungen, müssten sich überall längs der Trümer jüngeren Granites im älteren die stärksten mechanischen Deformationen zeigen, entstanden bei der Aufreissung der Spalten, welche jenem das Aufsteigen ermög-

lichten. Da dies aber nicht der Fall ist, muss bei der Eruption des letzteren der ältere Granit noch eine gewisse Plasticität besessen haben. Dasselbe ist auch, wie S. 243 ausgeführt wurde, für die jüngeren granitischen Gänge anzunehmen, die Pegmatite und Aplite.

Die Umwandlung der Schiefergesteine, welche deren meist vollständige Neukrystallisation bewirkte, ist als reine Contactmetamorphose zu bezeichnen. Denn einerseits stimmen ja die isolirten Schieferfragmente der Granite völlig mit den geschlossenen Schiefermassen überein, anderseits aber wurde nachgewiesen, — aus der Anordnung der Einschlüsse in den Feldspäthen der Schiefer u. s. w., — dass sich diese Gesteine während ihrer Metamorphose in einem hochplastischen Zustand befanden und dass die Wirkungen des Gebirgsdruckes auf die in der Umwandlung begriffenen Schiefer vor der völligen Ausbildung ihrer gegenwärtigen Structur aufhörten, dass aber die Injection der Granite gleichzeitig mit der Faltung der Schiefer stattgefunden haben muss.

Hätten die Spessartschiefer schon vor der Eruption der Granite durch Dynamo- oder Regionalmetamorphose ihre gegenwärtige Structur erlangt gehabt, so wäre es nicht zu verstehen, dass die mitten im Granit steckenden kleinsten Fragmente derselben sich in keiner Weise von den geschlossenen Schiefermassen unterscheiden, dass mithin jede Spur von Contactwirkungen fehlte. Eine Umwandlung der Schiefer durch Gebirgsdruck als Hauptagens nach der Injection der Granite ist aber deshalb nicht denkbar, weil die Lagerungsverhältnisse der Granitgänge und die Structurverhältnisse des granitischen Magmas überhaupt beweisen, dass kein Gebirgsdruck auf den Granit nach seiner Verfestigung eingewirkt hat — abgesehen natürlich von den jüngeren Verwerfungen, an denen dann aber auch deutliche Kataklase, aber stets nur auf ganz beschränktem Gebiete, zu beobachten ist.

Der allmählige Uebergang des normalen älteren — sowie manchmal auch des jüngeren — Granites in Hornblendegranit von basischerer Zusammensetzung beweist im Verein mit ähnlichen Erscheinungen in Pegmatitgängen, dass sehr bedeutende magmatische Resorptionen der Schiefergesteine im Granit stattgefunden und dessen Zusammensetzung wesentlich beeinflusst haben, Erscheinungen, die man von jüngeren Eruptivgesteinen (Basalten u. a.) schon längst kennt.

Die Gleichförmigkeit der Umwandlung, welche die einzelnen Glieder des Schiefergebirges durch ihre ganze Masse erkennen lassen, spricht dafür, dass die Dicke desselben nur eine relativ sehr geringe ist und dass daher die äusseren, schwächer oder gar nicht umgewandelten Theile des Contacthofes um den Spessartgranit, durch Erosion abgetragen sein müssen. Auch das Hervortreten des Granites im Kahlthale, sowie die in allen Theilen des Schiefergebietes aufsetzenden granitischen Gänge beweisen die geringe Mächtigkeit der noch erhaltenen Schieferhülle.

Die Tektonik des Schiefergebirges ist in Folge der gewaltigen Erosion, welche dasselbe betroffen hat, gegenwärtig wohl nur sehr schwierig festzustellen und wird wohl auch durch die sorgfältigsten, mit besonderer Rücksicht auf diese Frage unternommenen Specialaufnahmen nie völlig klar werden. Nur so viel scheint festzustehen, dass sich zwischen den Quarzitschiefern und den jetzt in ihrem Hangenden auftretenden Massen eine bedeutende Dislocation befindet, welche die gegenwärtig tief im Liegenden von jenen auftretenden Schieferschichten (der Zone des „körnig-streifigen Gneisses“) wieder zu Tage gefördert hat.

Die oben entwickelte Vorstellung von der Entstehung des krystallinen Spessarts durch Faltung eines Schiefergebirges und Einpressung granitischer Massen in die hierbei sich bildenden Hohlräume, wobei das eindringende Magma den Weg nahm, auf dem sich ihm die geringsten Widerstände boten, also parallel zur Schieferung der Sedimente und parallel zur Axe der Falten, ist auch allein im Stande, den regelmässigen Aufbau des Spessarts aus einer Anzahl anscheinend concordant sich überlagernder Gesteinszonen zu erklären, welche sich tektonisch fast so verhalten, wie Schichtengruppen echter Sedimente, obwohl die nähere Untersuchung keinen Zweifel an der reichlichen Betheiligung echter Eruptivmassen aufkommen lässt. Besonders die Bildung so auffälliger Gesteinscomplexe, wie sie in den von Granit förmlich durchtränkten Biotitschiefern der südlichen und nördlichsten Zonen sich finden („körnig-streifige Gneisse“ und „jüngere Gneisse“) dürfte auf keine andere Art zu erklären sein.

Zwischen dem im Spessart und dem im Odenwalde zu Tage tretenden Grundgebirge bestehen viele Uebereinstimmungen, besonders in den granitischen, aber nur theilweise auch in den Schiefergesteinen. Während die bis jetzt aufgefundenen Odenwälder Schiefer denjenigen, welche in den südlichen Gesteinszonen des Spessarts und nördlich von der

oben genannten Verwerfung auftreten, sehr ähnlich, vielfach auch ganz gleich sind, fehlen die Gesteinsarten, welche das geschlossene Schiefergebiet des Spessarts aufbauen, die Quarzit- und Quarzitglimmerschiefer, sowie die staurolithführenden Schiefer dem Odenwalde, so weit bis jetzt bekannt, völlig. Man müsste dies übrigens auch schon den Lagerungsverhältnissen nach erwarten, da, gleichsinnig fortlaufendes Streichen vorausgesetzt, die eben genannten Schiefer in der Gegend nördlich von Darmstadt, also etwa unter dem Rothliegenden des Messeler Plateaus, wieder auftreten würden.

Anderseits fehlen dem Spessart die gewaltigen Massen von Diorit, Gabbro und Diabas des Odenwaldes.

Die im Vorangehenden vom Verfasser entwickelten genetischen Anschauungen stimmen in vieler Hinsicht mit den Resultaten überein, welche Brögger bei der Untersuchung des Christianiagebietes gewann. Ebenso bieten aber auch andere Granitgebiete, so besonders das unter Mitwirkung des Verfassers untersuchte Lausitzer Massiv, manche Analogien mit dem Spessart dar, und die Arbeiten von C. Chelius über den Odenwald ergeben fast genau dieselben Gesichtspunkte.

Der Verfasser ist sich zwar der Unvollständigkeit seiner Untersuchungen völlig bewusst, hofft aber doch, dass seine Ausführungen nicht nur als Beiträge zur Kenntniss der krystallinen Gesteine des Spessarts im Speciellen, sondern auch zur Kenntniss des krystallinen Grundgebirges im Allgemeinen nachsichtige Beurtheilung von Seiten der Fachgenossen finden mögen.



Inhaltsübersicht.

Erklärung der Tafeln.

Tafel I.

Fig. 1 u. 2. Schollen von Hornblendeschiefern im Hornblendegranit. Oestliche Wand des Kersantitbruches (Goller, Nr. X) am Südwestabhang des Grauberges bei Schweinheim. Maassstab ca. 1: 70. Die in beiden Figuren sichtbare Messlatte trägt Decimetertheilung. (Seite 172.)

Fig. 3. Schiefergesteine, injicirt von jüngerem Granit und von Pegmatit (Pgt). Einschnitt der Kreisstrasse von Schaafheim (südl. v. Babenhausen) nach Radheim. Maassstab ca. 1 : 17. Das in der Mitte des Bildes befindliche Messband ist in Centimeter getheilt. (Seite 179).

Tafel II.

Fig. 1 u. 2. Hornblendegranit mit Einschluss von Grauwackenschiefer und anderen Schiefergesteinen. (Seite 234). Fig. 2 in natürlicher Grösse; Fig. 1 stellt den mittleren Theil eines Dünnschliffes aus der Gegenplatte des in Fig. 2 abgebildeten Schnittes dar in ca. 4 facher Vergrösserung i. gew. Licht.

Fig. 3. Grobkörniges Schiefergestein von Wenighösbach. (Seite 208). Dünnschliff in etwa 4 facher Vergrösserung i. gew. Licht. D Disthen; G Granat, reich an Einschlüssen; S Staurolith.

Fig. 4. Aelterer Granit, reich an Schollen von schwarzem Staurolithschiefer und injicirt von jüngerem Granit (Gr. II). (Seite 227). Maassstab ca. 1 : 10. Das Messband ist in Centimeter getheilt. Alter Stbr. an d. Aumühle bei Damm.

Tafel III.

Fig. 1. Jüngerer Granit. Wendelberg östl. v. Aschaffenburg. (Seite 239). Maassstab ca. 1 : 2 d. nat. Gr. Die abgebildete Fläche liegt senkrecht zur Schieferung des Granites und parallel zur Streckung.

Fig. 2—4. Aelterer Granit. Maassstab ca. 1:2 d. nat. Gr.

Fig. 2 zeigt die Flaserung auf einer Fläche quer zur Streckung des Gesteines. Mainaschaffer Weinberg nordöstl. v. Aschaffenburg. (Seite 184).

Fig. 3. Stängelige Structur im Querbruch des Granites. Steinbruch nördl. v. Stockstadt a. Main. (Seite 184).

Fig. 4. Faltung des Granites auf dem Querbruche des Gesteines. (Seite 226). Schurf südl. v. Bahnhof Kleinostheim bei Aschaffenburg.

Fig. 5. Querschliff eines gefältelten Staurolithschiefers von der Strasse Wenighösbach—Feldkahl in ca. 4facher Vergrösserung i. gew. Licht. (Seite 201). S. Staurolith.

Tafel IV.

Fig. 1. Gang von jüngerem Granit in gefaltetem Schiefer. Nat. Gr. Bessenbacher Thal. (Seite 240).

Fig. 2. Hornblendegestein von Wenighösbach. Ca. 1 : 2 d. nat. Gr. (Seite 221).

Fig. 3. Gefältelter Kalksilicathornfels. Lange Hecke nördl. v. Wenighösbach. Ca. 1 : 2 d. nat. Gr. (Seite 211).

Fig. 4. Querschliff von Biotitschiefer mit Granit injicirt. Kuppe am Nordfusse des Erbigberges bei Schweinheim. Vergrösserung ca. 3fach. Gewöhnl. Licht. (Seite 230).

Fig. 5. Gefältelter Glimmerschiefer von Wasserlos am Hahnenkamm. Querschliff. Vergrösserung ca. 4fach. Gewöhnl. Licht. (Seite 199).

Fig. 6. Hornblendegranit mit zahlreichen Fetzen von Hornblendeschiefer. Steinbruch am Nordabhang des Stengerts bei Gailbach. Ca. 1 : 2 d. nat. Gr. (Seite 233).

Fig. 7. Gewundener Pegmatitgang im älteren Granit. Ca. 1 : 12 d. nat. Gr. Linkes Mainufer nördlich von Stockstadt, gegenüber von Kleinostheim. (Seite 243).

Tafel V.

Mikrophotographien.

Fig. 1 u. 2. Quarzitschiefer. Abtsberg bei Hörstein. Querschliff. Vergrösserung ca. 45. Obj. 5. Fig. 2 zw. + Nicols. Fig. 1. Analysator ausgeschaltet. (Seite 195).

Fig. 3. Staurolithkrystall, skelettförmig aus Staurolithschiefer. Westende von Feldkahl. Vergrösserung ca. 10. Obj. 0. Polarisator allein. (Seite 207).

Fig. 4. Feldspathauge aus dem in Tafel III, Fig. 5 abgebildeten Staurolithschiefer von Wenighösbach. Obj. 0 + Nicols. Vergrösserung ca. 10. (Seite 203).

Fig. 5. Feldspäthe mit Einschlüssen von Erz u. s. w., die in gekrümmten Linien angeordnet sind. Hanhof bei Königshofen. Obj. 0 + Nicols. Vergrösserung ca. 10. (Seite 203).

Fig. 6. Metamorpher Sandstein. Nördl. v. Wenighösbach. Obj. 0 + Nicols. Vergrösserung ca. 10. (Seite 213).

Tafel VI.

Mikrophotographien.

Fig. 1 u. 2. Klastisches Quarzkorn im metamorphen Sandstein. Eckertsmühle südl. v. Aschaffenburg. Obj. 7. Fig. 2 + Nicols. Fig. 1. Analysator ausgeschaltet. Vergrösserung ca. 110. (Seite 215).

Fig. 3. Metamorphe Grauwacke aus dem in Tafel II, Fig. 1 u. 2 abgebildeten Hordblendegranit mit Einschlüssen. Obj. 5. Polarisator allein. Vergrösserung ca. 45. (Seite 216).

Fig. 4. Hornblendegranit mit Protoklasstructur. Ablösung von Theilchen der Hornblende. Grauberg bei Schweinheim. Obj. 0. Polarisator allein. Vergrösserung ca. 10. (Seite 233).

Fig. 5 u. 6. Biotitschiefer, mit Granit injicirt, welcher Protoklasstructur besitzt. Kuppe am Nordfusse des Erbigberges bei Schweinheim. Obj. 0. Vergrösserung ca. 10. Fig. 6 + Nicols. Fig. 5. Analysator ausgeschaltet. (Seite 228).



Tafel I.



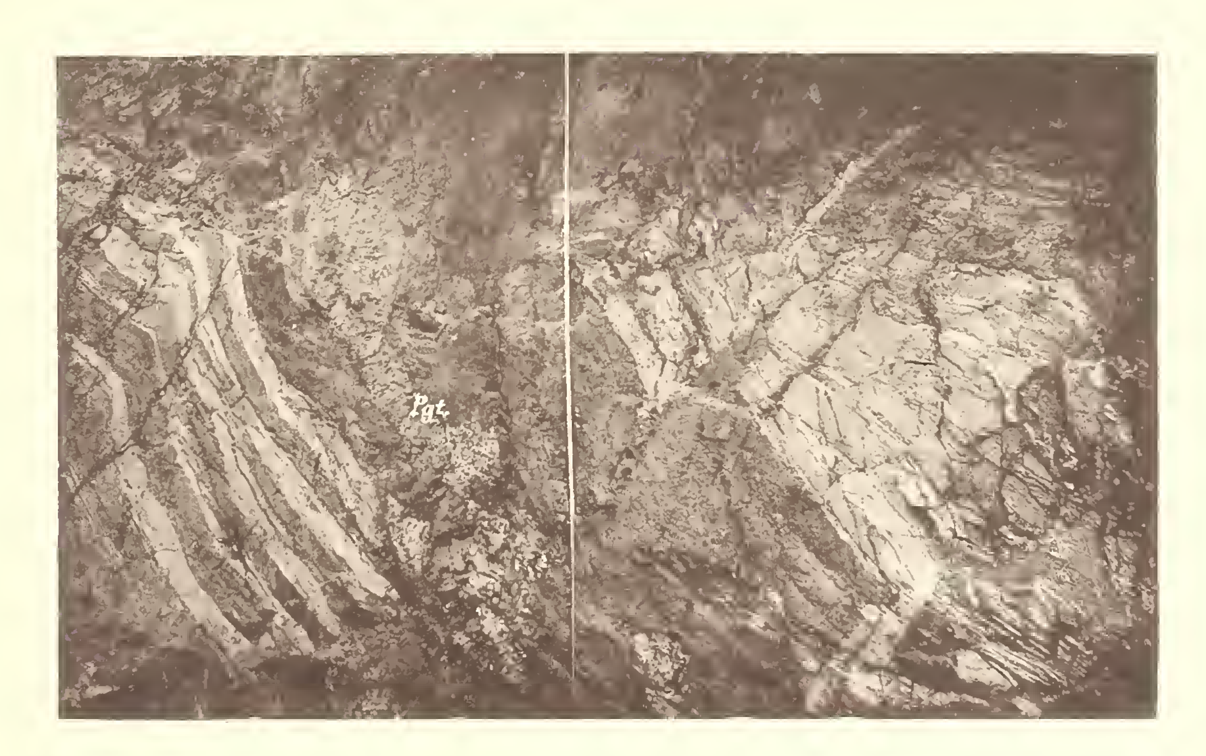
1.



2.



3.



Autor phot.

Lichtdruck von Zedler & Vogel in Darmstadt.



1.

3.

2.

4.

Autor phot. Lichtdruck von Zedler & Vogel in Darmstadt.



1.

2.

3.

4.

5.



Autor phot.

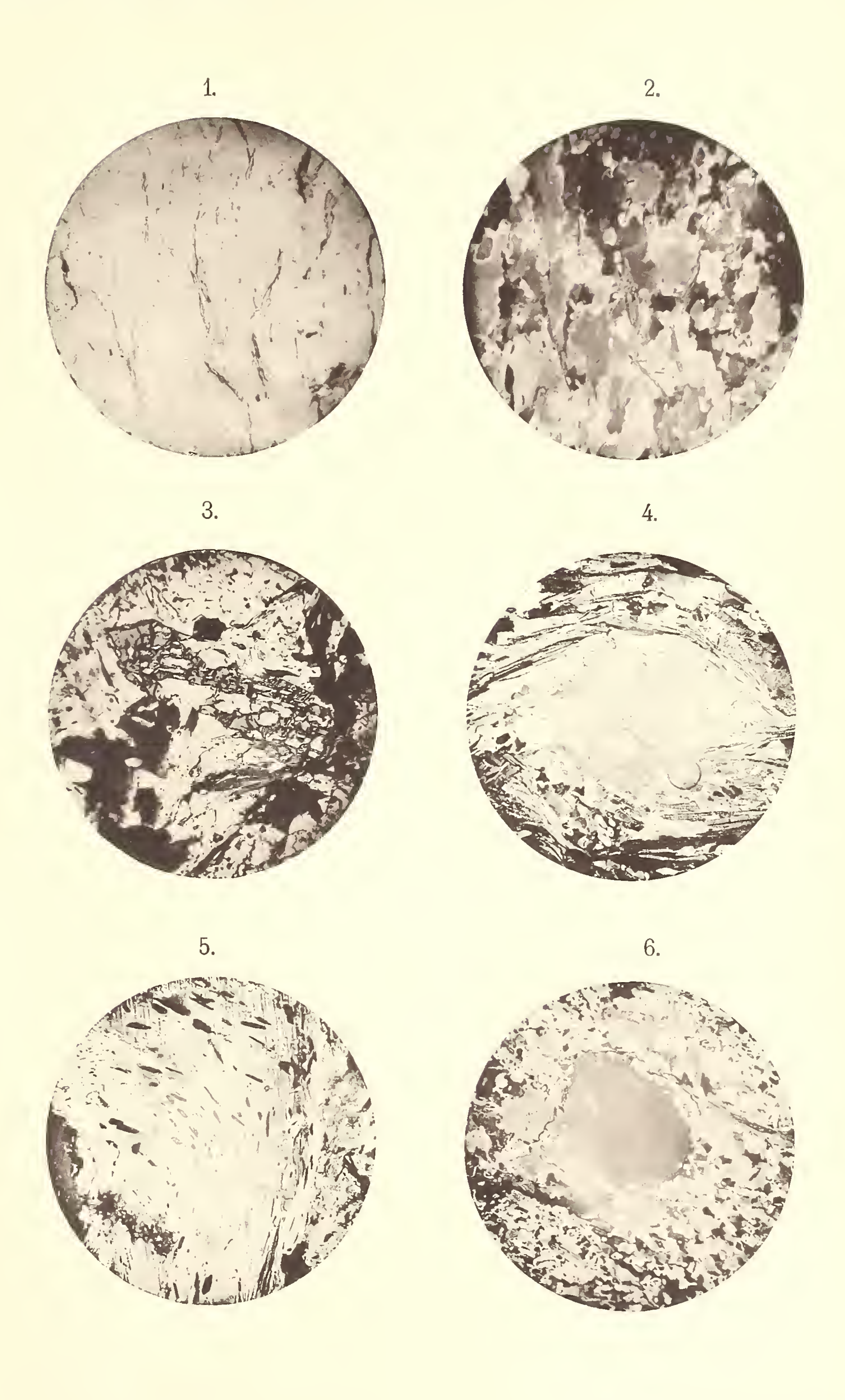
Lichtdruck von Zedler & Vogel in Darmstadt.





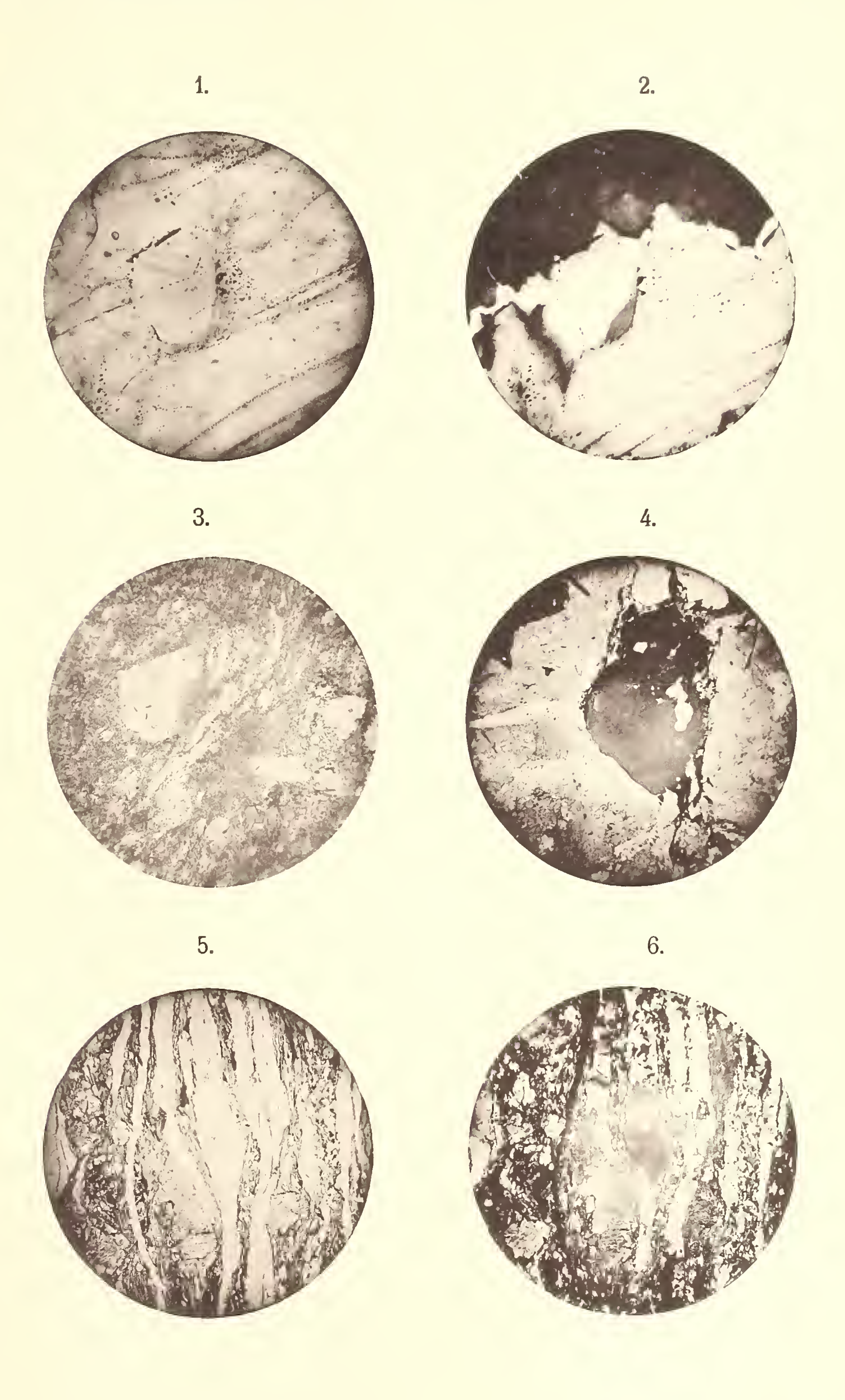
Autor phot. Lichtdruck von Zedler & Vogel in Darmstadt.





Autor phot. Lichtdruck von Zedler & Vogel in Darmstadt.





Autor phot. Lichtdruck von Zedler & Vogel in Darmstadt.





Abhandlungen

der Grossherzoglich Hessischen

Geologischen Landesanstalt

zu Darmstadt.

Inhalt des ersten Bandes:

Heft 1.

Heft 2.

Heft 3.

Heft 4.

Inhalt des zweiten Bandes:

Heft 1.

Heft 2.

Heft 3.

Heft 4.

Geologische Karte

des

Grossherzogthums Hessen

im Masstabe 1 : 25 000.

Herausgegeben durch das Grossherzogliche Ministerium des Innern und der Justiz,

bearbeitet unter der Leitung von Richard Lepsius.

Bisher sind erschienen die Blätter Rossdorf, Messel, Darmstadt und Mörfelden mit Erläuterungen, aufgenommen und bearbeitet von C. Chelius, Blatt Gross-Umstadt, aufgen. u. bearb. v. C. Chelius u. Chr. Vogel, Blatt Schaafheim-Aschaffenburg, aufgen. u. bearb. v. G. Klemm, Blatt Babenhausen, aufgen. u. bearb. v. G. Klemm und Chr. Vogel, erläut. v. G. Klemm, Blatt Neustadt-Obernburg, aufgen. u. bearb. v. C. Chelius u. G. Klemm, Darmstadt bei A. Bergsträsser 1886, 1891 und 1894.

pro Blatt mit Erläuterung ℳ 2.—.









